



Cycle du carbone dans un modèle de surface continentale : modélisation, validation et mise en oeuvre à l'échelle globale

Anne-Laure Gibelin

► To cite this version:

Anne-Laure Gibelin. Cycle du carbone dans un modèle de surface continentale : modélisation, validation et mise en oeuvre à l'échelle globale. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2007. Français. NNT : . tel-00164054

HAL Id: tel-00164054

<https://theses.hal.science/tel-00164054>

Submitted on 19 Jul 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE TOULOUSE III - PAUL SABATIER

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline : Modélisation de la biosphère terrestre

Présentée et soutenue par

Anne-Laure GIBELIN

le 9 mai 2007

**CYCLE DU CARBONE DANS
UN MODÈLE DE SURFACE CONTINENTALE :
MODÉLISATION, VALIDATION
ET MISE EN ŒUVRE À L'ÉCHELLE GLOBALE**

devant le jury composé de :

M. Serge CHAUZY	Président
M. Philippe CIAIS	Rapporteur
M. Albert OLIOSSO	Rapporteur
M. Laurent KERGOAT	Examineur
M. Pedro VITERBO	Examineur
M. Jean-Christophe CALVET	Directeur de thèse
M. Nicolas VIOVY	Co-directeur de thèse

Travaux effectués au Centre National de Recherches Météorologiques (Météo-France),
42, avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France.

Remerciements

Une thèse, c'est à la fois très court et très long : cela se résume finalement à un manuscrit de 200 pages et à un exposé de 45 minutes, mais cela représente aussi d'innombrables heures de travail, nourries par de multiples rencontres. Je ne peux pas citer ici toutes les personnes qui ont eu une influence positive sur mon travail au cours de ces années, mais je voudrais remercier ceux qui ont fertilisé la terre, arrosé le sol dans les périodes de sécheresse, voire enrichi l'atmosphère en CO_2 , et ont ainsi contribué à ce que la graine semée germe et arrive à maturité...

Tout d'abord, je souhaite remercier Daniel Cariolle, Serge Planton et Jean-François Royer, ainsi que Jean-Louis Ravard et Denis Payen, de m'avoir fait confiance en m'offrant l'opportunité de choisir un poste au CNRM en sortie du cours d'Ingénieur de la Météorologie. Merci également à Michel Déqué, qui m'a encadrée lors de mon stage de DEA, et qui m'a ainsi donné la chance de redécouvrir l'univers de la recherche.

Un grand merci à mon directeur de thèse au CNRM, Jean-Christophe Calvet, d'avoir délaissé exceptionnellement la méso-échelle en me proposant ce sujet de thèse. J'ai beaucoup apprécié la grande liberté qu'il m'a laissée dans mon travail, car elle a été accompagnée d'une disponibilité sans faille. J'espère que nous aurons l'occasion de poursuivre notre collaboration au-delà de cette thèse. Merci aussi à mon co-directeur du LSCE, Nicolas Viovy : l'éloignement géographique ne nous a pas permis de nous rencontrer très souvent, mais nous avons utilisé, parfois intensivement, le courrier électronique et le téléphone.

Je remercie les membres du club très fermé des utilisateurs d'ISBA, qui m'ont initiée aux subtilités du modèle de surface lors du démarrage de ma thèse : Aaron Boone, Thierry Pellarin et Vincent Rivalland. Merci aussi à Bertrand Decharme d'avoir défriché le terrain des simulations globales.

J'exprime aussi ma gratitude aux informaticiens du CNRM pour leur aide régulière et précieuse : Sophie et Michel Tyteca, Alain Braun, ainsi que toute l'équipe CTI. Je remercie aussi les personnels administratifs pour les angles arrondis et les rouages huilés, notamment Marie-Andrée Sorel, Marie-Hélène Cluzeau, Seya Bangala et Laurent Jacquin.

Merci à tous les chercheurs passionnés, croisés au gré des conférences scientifiques, qui ont enrichi ma réflexion grâce à leurs différents points de vue. Je pense en particulier aux participants de l'observatoire ONC du projet geoland, Andrew Friend, Cor Jacobs, Bart van den Hurk et Pedro Viterbo. Leurs commentaires et leurs suggestions, lors des réunions d'avancement du projet, ont constitué un cadre très stimulant pour mon travail tout au long de ces trois années. La bonne ambiance du projet doit aussi beaucoup aux French (post-)doctors Jérôme Demarty, Lionel Jarlan, Sébastien Lafont et Christoph Rüdiger. Merci aussi à Gianpaolo Balsamo pour ses encouragements.

Ma thèse doit bien entendu beaucoup à mon entourage professionnel immédiat. Je remercie mon voisin de bureau, Hervé Douville, pour ses conseils et ses remarques constructives sur mon travail à l'échelle globale. Merci également à Aurore Voldoire et David Salas y Mélia, pour leur patience et leur bonne humeur devant mes nombreuses questions. Je n'oublie pas les autres membres de l'équipe UDC, ainsi que ceux des équipes EAC et MEMO, compagnons de la pause café du matin.

Pour clore cette liste professionnelle plus ou moins chronologique, je tiens aussi à remercier Serge Chauzy, Philippe Ciais, Laurent Kergoat, Albert Oliosio et Pedro Viterbo d'avoir accepté de participer à mon jury, et d'avoir montré leur intérêt pour mon travail en lisant le manuscrit avec beaucoup d'attention et en tentant de battre le record de durée des questions lors de la soutenance.

Je voudrais également remercier tous ceux qui ont contribué, parfois inconsciemment, à faire retomber la pression dans les moments difficiles. Merci aux adeptes de la jupe de plume, de la vache de corde et du festival de pelota, pour les nombreux moments de plaisir passés en leur compagnie, notamment à Alexis, Aude, Christian, Christophe, Dirk, Elisabeth, Fabrice, Fleur, Franck, Françoise, Geneviève, Jacques, Laurent, Norbert, Régine, Sonia, Thierry et Yann. J'ai une pensée spéciale pour nos compagnons de voyage, proches ou lointains, avec qui nous avons partagé tant de découvertes, ainsi que pour nos amis toulousains.

Enfin, je voudrais remercier ma famille, et en particulier mes parents, Bernadette et Gérard, mon frère Marc, ma vieille tante Marguerite, et mon compagnon, Joël, pour leur soutien au cours de cette thèse, et pour tout le reste, bien sûr.

Table des matières

Introduction	1
1 Modélisation des interactions surface continentale - atmosphère	5
1.1 Mécanismes d'interactions entre la surface continentale et l'atmosphère . .	5
1.1.1 Bilan d'énergie en surface	6
1.1.2 Bilan hydrique	7
1.1.3 Deux exemples de rétroactions célèbres	8
1.1.4 Cycle du carbone	8
1.1.5 Changements globaux	11
1.1.6 Rôle de l'azote	14
1.2 Modélisation de la surface continentale	15
1.2.1 Modèles de surface de première génération	15
1.2.2 Modèles de surface de deuxième génération	17
1.2.3 Modèles de surface de troisième génération	18
1.2.4 Autres modèles de végétation	19
1.3 Le modèle ISBA- $A-g_s$	20
1.3.1 Equations du modèle ISBA-standard	20
1.3.2 Photosynthèse et conductance stomatique	22
1.3.3 Paramétrisation du stress hydrique du sol	25
1.3.4 Passage de la feuille au couvert	29
1.3.5 Le module de croissance et de mortalité	30
1.3.6 Respiration de l'écosystème	35

1.4	Résumé du chapitre	36
2	ISBA-$A-g_s$ à l'échelle globale	37
2.1	Introduction	37
2.2	Détermination des paramètres à l'échelle globale	38
2.2.1	Paramètres de la végétation du modèle ISBA- $A-g_s$	38
2.2.2	Détermination des paramètres	38
2.2.3	Modification d'ECOCLIMAP	40
2.3	Simulations à l'échelle globale	41
2.3.1	Caractéristiques du modèle	41
2.3.2	Forçage atmosphérique	41
2.4	Validation du LAI simulé à l'échelle globale	42
2.4.1	Maximum annuel moyen	43
2.4.2	Variabilité inter-annuelle du LAI	43
2.4.3	Début de la saison de croissance	44
2.5	GPP simulée à l'échelle globale	45
2.6	Résumé du chapitre	46
3	Expériences de sensibilité à l'échelle globale	47
3.1	Introduction	47
3.2	Sensibilité à l'option d'ISBA	48
3.2.1	Description des simulations	48
3.2.2	Impact sur les flux saisonniers moyens	48
3.2.3	Impact sur la variabilité inter-annuelle	52
3.3	Réponse du modèle au changement global	54
3.3.1	Réponse à un doublement de CO_2	55
3.3.2	Impact de la concentration en azote foliaire	57
3.3.3	Réponse au changement climatique	59
3.4	Discussion	63

3.4.1	Comparaison des réponses aux différents forçages	63
3.4.2	Sensibilité à la stratégie de réponse au stress hydrique du sol . . .	64
3.4.3	Incertitudes sur les estimations des flux turbulents	67
3.4.4	Incertitudes liées aux modèles de surface	69
3.4.5	Incertitudes liées au forçage climatique	70
3.4.6	Conclusion	75
3.5	Résumé du chapitre	76
4	Le modèle ISBA-CC	79
4.1	Introduction	79
4.2	Nouveau schéma d'allocation	80
4.2.1	Evolution des compartiments de biomasse	80
4.2.2	Respiration	82
4.2.3	Déclin	83
4.2.4	Alimentation	84
4.2.5	Mortalité	87
4.3	Couplage avec le module de carbone du sol	87
4.3.1	Description générale de la paramétrisation	87
4.3.2	Répartition de la matière organique morte dans la litière	90
4.3.3	Décomposition de la matière organique dans le sol	90
4.3.4	Flux de carbone	94
4.4	Description d'une simulation avec ISBA-CC	97
4.5	Résumé du chapitre	98
5	Validation du modèle ISBA-CC sur les sites FLUXNET	101
5.1	Introduction	101
5.2	Observations utilisées pour la validation	101
5.2.1	Le réseau FLUXNET	101
5.2.2	Autres données de validation	104

5.3	Description des simulations	104
5.3.1	Caractéristiques du modèle	104
5.3.2	Paramètres du modèle	106
5.3.3	Transformation des flux de carbone modélisés	107
5.4	Validation des flux turbulents LE et H	109
5.4.1	Comparaison d'ISBA-CC avec les données FLUXNET	109
5.4.2	Comparaison entre différentes options du modèle ISBA	122
5.5	Validation du flux net de carbone NEE	124
5.5.1	Comparaison d'ISBA-CC avec les données FLUXNET	124
5.5.2	Comparaison entre ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$	128
5.5.3	Impact de la réponse de la respiration du sol à l'humidité	129
5.6	Influence de la stratégie de réponse au stress hydrique du sol	137
5.7	Comparaison avec d'autres modèles	138
5.8	Comparaison des réservoirs de carbone	144
5.8.1	Indice foliaire	144
5.8.2	Biomasse totale	147
5.8.3	Rapport Root : Shoot	148
5.8.4	Carbone dans le sol	149
5.9	Résumé du chapitre	150
Conclusions et perspectives		153
A Ability of the land surface model ISBA-A-g_s to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products		157
(Article publié dans Journal of Geophysical Research, Septembre 2006) . .		157
B Répartition des types de végétation d'ECOCLIMAP		175
C Forçages atmosphériques		177
C.1	Forçage GSWP-2 (1986-1995)	177
C.2	Anomalie de changement climatique (2071-2100)-(1971-2000)	180

C.3 Biais climatique entre CNRM-CM3 et GSWP-2 (1986-1995)	180
D Résultats des simulations sur les sites FLUXNET	183
Bibliographie	193

Introduction générale

Les continents occupent 29% de la surface de la Terre, et constituent une composante essentielle du système climatique. La surface continentale et l'atmosphère interagissent entre elles à différentes échelles spatiales et temporelles, à travers des échanges de chaleur, d'eau, de composés chimiques, d'aérosols et de quantité de mouvement. Les propriétés physiques de la surface influencent la partition de l'énergie disponible en surface entre les flux turbulents de chaleur latente et de chaleur sensible et le flux de chaleur dans le sol, ainsi que l'équilibre entre les précipitations, l'évapotranspiration, le ruissellement et l'évolution du contenu en eau dans le sol. La végétation et le sol nu ont des caractéristiques très différentes du point de vue de ces échanges. La végétation est notamment capable d'extraire de l'eau des couches profondes du sol grâce à ses racines, et produit généralement un flux d'évaporation plus fort qu'une surface nue. La biosphère terrestre échange également des quantités de carbone importantes avec l'atmosphère. La végétation absorbe du carbone par le processus de photosynthèse, et elle en rejette par respiration. La décomposition de la matière organique, issue des résidus de la végétation, par les micro-organismes du sol, rejette également du carbone dans l'atmosphère. Les échanges d'énergie, d'eau et de carbone, sont couplés par l'intermédiaire du flux d'évapotranspiration. En effet, ce flux intervient dans le bilan hydrique et dans le bilan d'énergie sous la forme de flux de chaleur latente. Le flux de transpiration de la végétation est également corrélé au flux de carbone assimilé par photosynthèse. En effet, les échanges de dioxyde de carbone et de vapeur d'eau se font simultanément, à travers des orifices situés à la surface des feuilles, les stomates, dont la plante régule l'ouverture en fonction des conditions environnementales.

Les modèles numériques sont des outils indispensables pour étudier ces interactions. Les premières paramétrisations de la surface continentale ont été développées pour fournir les conditions aux limites dans les modèles atmosphériques. Ces paramétrisations ont peu à peu évolué, pour devenir des modèles complexes qui représentent les processus biogéochimiques au sein de la biosphère terrestre. Ces modèles permettent notamment de prévoir l'évolution des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère, en réponse à l'augmentation de la concentration du CO_2 dans l'atmosphère, et au changement climatique associé. En effet, le CO_2 est un gaz à effet de serre, dont l'accumulation

dans l'atmosphère est en grande partie responsable du réchauffement observé au cours du XX^e siècle (IPCC, 2007). De plus, l'augmentation de la concentration en CO₂ influence directement les échanges entre la canopée et l'atmosphère : d'une part, elle provoque une fermeture partielle des stomates qui tend à réduire le flux de transpiration, et d'autre part, elle favorise la photosynthèse et la croissance des plantes, qui tend à augmenter la surface évaporative. Ces changements dans le flux d'évapotranspiration entraînent des variations du contenu en eau du sol, qui peuvent à leur tour rétroagir sur la demande évaporative de l'atmosphère. Sellers *et al.* (1996a) ont montré que l'effet anti-transpirant de la fermeture des stomates avait tendance à renforcer le réchauffement moyen, provoqué par l'effet radiatif d'un doublement de la concentration en CO₂, dans une simulation couplée végétation-climat. Betts *et al.* (1997) ont ensuite montré que cette diminution de la transpiration d'origine physiologique était en partie compensée par l'augmentation d'origine structurelle, due à l'augmentation de la surface des feuilles.

Les modèles de surface continentale qui simulent les processus biogéochimiques permettent aussi d'étudier les rétroactions entre le cycle du carbone et le climat. Les échanges de carbone entre la biosphère terrestre et l'atmosphère sont le résultat du bilan entre trois flux : la production primaire brute (le flux de carbone assimilé par photosynthèse), la respiration autotrophe (le flux de carbone émis par la plante pour assurer sa croissance et la maintenance de ses tissus), et le flux de respiration hétérotrophe (le flux de carbone émis lors de la décomposition de la matière organique morte par les micro-organismes du sol). En l'absence de perturbation, les trois flux sont équilibrés. Mais depuis le début de l'ère industrielle, les activités humaines émettent des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Or l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ observée est inférieure aux quantités émises par les activités anthropiques, car une partie du carbone est absorbée par la biosphère terrestre et par l'océan. Le puits biosphérique est attribué aux effets fertilisants de l'augmentation de la concentration en CO₂ et de la déposition d'azote, à l'allongement de la saison de croissance, et aux changements de l'utilisation des sols. Du fait de la forte influence du climat sur les trois composantes du flux net de carbone, l'intensité avec laquelle la biosphère absorbe du CO₂ devrait être affectée par le changement climatique prévu pour la fin du XXI^e siècle. Après avoir été un puits, elle pourrait même se comporter comme une source de carbone sous l'effet du réchauffement global et de l'assèchement des sols, comme l'ont mis en évidence Cox *et al.* (2000) et Dufresne *et al.* (2002). Depuis, tous les modèles couplés climat-carbone s'accordent à simuler une rétroaction positive entre la concentration atmosphérique en CO₂ et le climat (Friedlingstein *et al.*, 2006), même si il existe de nombreuses incertitudes sur l'intensité de cette rétroaction et le rôle respectif de la biosphère continentale et de l'océan.

Le modèle ISBA-*A-g_s* est une option du modèle de surface continentale du CNRM, ISBA, qui permet de simuler la conductance stomatique et l'évolution de la surface foliaire

à partir du flux de carbone assimilé par la végétation (Calvet *et al.*, 1998). Cependant ce modèle n'a jusqu'ici été utilisé que pour des applications à l'échelle locale. En particulier, le modèle de circulation générale ARPEGE-Climat, ne dispose pas de cette option. Dans la version standard d'ISBA incluse dans le modèle de climat, la conductance est simulée à l'aide d'une paramétrisation basée sur les travaux de Jarvis (1976), qui ne prend pas en compte l'effet des variations de la concentration en CO_2 , et l'indice de surface foliaire est un paramètre prescrit d'après les données satellitaires pour la période actuelle. Or, dans une étude de sensibilité, Douville *et al.* (2000) ont montré que la prise en compte de l'évolution des propriétés physiologiques et structurales de la végétation pouvait avoir un impact marqué sur le climat à l'échelle régionale, et ont ainsi mis en évidence la nécessité d'inclure une représentation dynamique de la végétation dans le modèle de climat du CNRM. D'autre part, ISBA- $A-g_s$ ne simule pas toutes les composantes du cycle du carbone terrestre. La respiration de l'écosystème est simulée par une paramétrisation unique, qui ne distingue pas les composantes autotrophe et hétérotrophe. Le modèle ne permet donc pas de simuler la production primaire nette de l'écosystème, c'est à dire la différence entre la production primaire brute et la respiration autotrophe. ISBA- $A-g_s$ ne représente pas non plus tous les compartiments de biomasse dans la plante, notamment la biomasse ligneuse, ni le carbone organique stocké dans le sol. Ce contexte a motivé le sujet de cette thèse, qui a deux objectifs. Le premier est de mettre en œuvre le modèle ISBA- $A-g_s$ à l'échelle globale en mode forcé, afin de préparer son futur couplage avec le modèle de circulation générale ARPEGE-Climat. Le deuxième objectif est de développer une nouvelle option du modèle de surface continentale, nommée ISBA-CC, basée sur ISBA- $A-g_s$, et complétée afin de simuler de manière détaillée toutes les composantes du cycle du carbone terrestre.

Ce document est composé de cinq chapitres. Le premier chapitre présente une description des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère, un historique du développement des modèles de surface, et les équations du modèle ISBA- $A-g_s$. Le deuxième chapitre décrit les étapes réalisées pour la mise en œuvre d'ISBA- $A-g_s$ à l'échelle globale : la détermination des paramètres du modèle pour tous les types de végétation présents sur le globe, la réalisation de simulations forcées par le forçage atmosphérique du projet GSWP-2 pour la période 1986-1995, et la validation de l'indice de surface foliaire simulé par le modèle à l'aide de données satellitaires. Les résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'un article publié dans Journal of Geophysical Research, qui est présenté en annexe A. Dans le troisième chapitre, des expériences de sensibilité sont réalisées avec ISBA- $A-g_s$ à l'échelle globale, pour évaluer l'impact du doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 et du changement climatique prévu pour la fin du XXI^e siècle, sur le flux de chaleur latente, la production primaire brute et l'indice de surface foliaire. Le quatrième chapitre présente les principes et les équations d'ISBA-CC, la nouvelle option développée dans le cadre de cette thèse, qui permet de simuler de manière détaillée le cycle du carbone terrestre. Cette option est basée sur ISBA- $A-g_s$, dont le schéma d'allocation a été

modifié pour représenter tous les compartiments de biomasse de la plante, ainsi que les termes de respiration autotrophe et de mortalité associés. Le modèle est ensuite couplé à la paramétrisation de la respiration hétérotrophe utilisée dans le modèle ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005). Enfin, le dernier chapitre est consacré à la validation d'ISBA-CC sur 26 sites du réseau FLUXNET. La capacité du modèle à reproduire les caractéristiques du cycle diurne et du cycle annuel des flux de rayonnement net, de chaleur latente, de chaleur sensible et du flux net de carbone, est analysée. Les performances d'ISBA-CC sont aussi comparées à celles de la version standard d'ISBA, à celles d'ISBA- $A-g_s$, et à celles d'autres modèles de surface continentale.

Chapitre 1

Modélisation des interactions surface continentale - atmosphère

1.1 Mécanismes d'interactions entre la surface continentale et l'atmosphère

Les terres émergées occupent 29% de la surface de la Terre. La surface continentale est le lieu de nombreux échanges avec l'atmosphère, sous forme de flux de rayonnement, de quantité de mouvement, de chaleur, d'eau dans ses diverses phases, d'espèces chimiques et d'aérosols (voir la revue de Pielke *et al.*, 1998). Les échanges entre la surface continentale et l'atmosphère modifient les propriétés physiques et chimiques de la couche inférieure de l'atmosphère, la couche limite, et peuvent aussi influencer la circulation de grande échelle. Le climat détermine la structure et le fonctionnement des écosystèmes, essentiellement à travers les variations de température, de précipitations et de rayonnement solaire. Le climat influence aussi l'état hydrique et thermique du sol. La biosphère terrestre (caractérisée par la présence de vie organique), le sol et l'atmosphère forment ainsi un système couplé : chaque composante influence l'état et l'évolution des autres composantes à travers différents mécanismes décrits ci-dessous. Ces interactions ont lieu à des échelles de temps allant de quelques secondes à des millions d'années. Dans la suite de ce document, on s'intéresse plus particulièrement aux interactions entre la surface continentale et l'atmosphère à prendre en compte dans les modèles de circulation générale de l'atmosphère.

1.1.1 Bilan d'énergie en surface

L'énergie absorbée à la surface des continents est le résultat de quatre flux radiatifs : le rayonnement solaire descendant, le rayonnement solaire réfléchi, le rayonnement atmosphérique incident absorbé et le rayonnement terrestre infrarouge. Le bilan radiatif peut être décrit par l'équation 1.1.

$$R_n = R_g (1 - \alpha) + R_a - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (1.1)$$

La surface influe sur ce bilan à travers différentes propriétés. L'albédo, α , est la proportion de rayonnement solaire réfléchi vers l'espace. L'albédo des océans et des lacs varie entre 0.03 et 0.1, celui de la banquise entre 0.3 et 0.45 ; l'albédo de la neige varie fortement, de 0.40 pour de la neige ancienne jusqu'à 0.95 pour de la neige fraîche ; l'albédo d'un sol nu dépend de sa couleur et de son humidité, avec des valeurs allant de 0.05 pour un sol foncé et humide à 0.40 pour un sol clair et sec ; l'albédo de la végétation varie entre 0.10 et 0.25, et prend les valeurs les plus faibles sur les forêts. L'émissivité, ϵ , décrit la capacité d'un corps à émettre un rayonnement thermique. L'émissivité est très proche de 1, mais varie faiblement en fonction de la surface. La température de surface, T_s , détermine le rayonnement thermique terrestre.

Le flux de rayonnement net en surface, R_n , est généralement positif durant la journée, traduisant un déséquilibre entre l'énergie solaire absorbée et la perte d'énergie tellurique. L'équilibre énergétique entre la surface et l'atmosphère est assuré par des processus d'échanges turbulents et convectifs, et des processus de stockage, décrits par l'équation 1.2.

$$R_n = H + LE + G + F \quad (1.2)$$

Le flux turbulent de chaleur sensible, H , traduit l'échange de chaleur par conduction et par convection, et produit un réchauffement des basses couches de l'atmosphère en contact avec la surface. Le flux turbulent de chaleur latente, LE , est un flux convectif qui représente l'énergie absorbée ou dégagée lors d'un changement de phase de l'eau. Lorsqu'il y a suffisamment d'énergie disponible et en présence d'eau liquide, le flux de chaleur latente correspond à l'énergie absorbée par l'évaporation de l'eau de surface dans l'atmosphère. G est le flux de chaleur dans le sol. F désigne l'énergie stockée par la végétation au moment de la photosynthèse et relâchée par la respiration. Cette énergie est estimée à moins de 1% du rayonnement net absorbé, et est généralement négligée. Les propriétés de la surface continentale influencent de manière significative la manière dont l'énergie disponible est répartie entre les flux turbulents H et LE . Cette répartition a des effets importants sur l'atmosphère. La chaleur sensible relâchée par les continents augmente la température de

la colonne d'air, et réchauffe la couche limite planétaire. L'eau évaporée, correspondant au flux de chaleur latente, peut être transportée en altitude grâce à la convection ; elle libère de la chaleur au moment de la condensation, et permet de former des nuages et des précipitations. Le flux de chaleur latente a donc un impact sur l'atmosphère qui n'est pas seulement local.

1.1.2 Bilan hydrique

Le sol et la végétation sont également des acteurs essentiels du cycle hydrologique. Le bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant s'écrit sous la forme de l'équation 1.3 :

$$\Delta S_w = P - E - Q \quad (1.3)$$

où P est le flux entrant de précipitations solides ou liquides, E le flux d'évaporation, Q le flux de ruissellement en surface et en profondeur, et S_w représente la masse totale d'eau stockée ramenée à la surface du bassin versant. Le terme d'évaporation sur continent est usuellement séparé en trois composantes : l'évaporation du sol nu, l'évaporation de l'eau libre interceptée par la végétation, et la transpiration de la végétation. On parle d'évapotranspiration pour désigner l'ensemble de ces trois flux. La transpiration désigne le flux d'émission de vapeur d'eau par les plantes qui accompagne la fixation de carbone par photosynthèse. Le CO_2 atmosphérique pénètre dans les cavités inter-cellulaires de la feuille par des pores situés à la surface des feuilles, les stomates. La transpiration est le flux de vapeur d'eau sortant, qui résulte de l'évaporation de l'eau située sur les cellules à l'intérieur de la feuille, simultanément à l'entrée du CO_2 . La plante régule l'ouverture des stomates pour optimiser l'absorption de CO_2 par rapport à la perte de vapeur d'eau. Ce contrôle physiologique est désigné par le terme de résistance — ou de conductance — stomatique, et dépend des conditions environnementales : la température et l'humidité de l'air, le rayonnement solaire incident, l'humidité du sol, et la concentration en CO_2 atmosphérique. La transpiration est également modulée par la surface foliaire, mesurée par l'indice de surface foliaire (Leaf Area Index ou LAI), qui désigne la surface de feuilles par unité de surface de sol. La transpiration est un processus très efficace pour évaporer l'eau du sol, car les racines des plantes permettent d'accéder à de l'eau située en profondeur. Sur un sol présentant une couverture végétale, même partielle, les échanges par transpiration sont quantitativement plus importants que les échanges par évaporation directe.

Le flux d'évapotranspiration dépend des conditions atmosphériques et des caractéristiques de la surface, en particulier de la quantité d'eau disponible, mais aussi de la fraction de végétation présente, de la surface foliaire, de la hauteur de la végétation, de la profondeur et de la texture du sol. La végétation rétroagit à son tour sur l'humidité et

la température de l'air en modulant le flux de transpiration grâce à ses propriétés physiologiques et structurelles. Le bilan d'énergie et le bilan hydrique sont couplés à travers le flux d'évapotranspiration.

1.1.3 Deux exemples de rétroactions célèbres

La surface continentale et l'atmosphère sont deux composantes du système climatique qui interagissent par de nombreux processus. Il peut arriver que l'effet, provoqué par l'action d'une des composantes sur une autre, agisse en retour sur la cause qui lui a donné naissance. On parle alors de rétroaction (ou feedback en anglais). La rétroaction est dite positive si l'effet vient amplifier le phénomène, et négative dans le cas contraire.

Charney (1975) est le premier à avoir proposé une boucle de rétroaction positive entre la surface continentale et le climat pour expliquer la désertification du Sahel. La réduction de la couverture végétale entraîne une augmentation de l'albédo et une diminution de l'énergie absorbée par la surface. La diminution associée des flux turbulents provoque une diminution de la température dans les basses couches, et une stabilisation du profil vertical de température, qui ralentit la convection. La diminution des précipitations se répercute sur l'extension de la végétation et amplifie l'augmentation de l'albédo. Des études ultérieures ont montré que le mécanisme de Charney ne suffit pas à expliquer la désertification du Sahel, car des mécanismes compensateurs s'opposent aux mécanismes de la boucle de rétroaction. De plus, les précipitations ne sont pas déterminées seulement par des phénomènes locaux, mais sont aussi modifiées par la convergence d'humidité de grande échelle.

La neige et l'albédo forment une autre boucle de rétroaction positive entre la surface continentale et l'atmosphère. En effet, une diminution de la couverture de neige a pour conséquence une diminution de l'albédo de la surface. Cela provoque donc une augmentation du rayonnement solaire absorbé et de la température de surface, qui accentue la fonte de la neige initiale. Ce mécanisme est la cause principale de l'intensité plus marquée du réchauffement actuel, observée aux hautes latitudes par rapport aux autres régions du globe.

1.1.4 Cycle du carbone

Le carbone constitue le composant essentiel des êtres vivants. Comme les autres éléments chimiques, il est soumis à de perpétuelles transformations entre le monde inerte et le monde vivant.

La figure 1.1(a) montre les réservoirs de carbone et les flux naturels entre ces réservoirs,

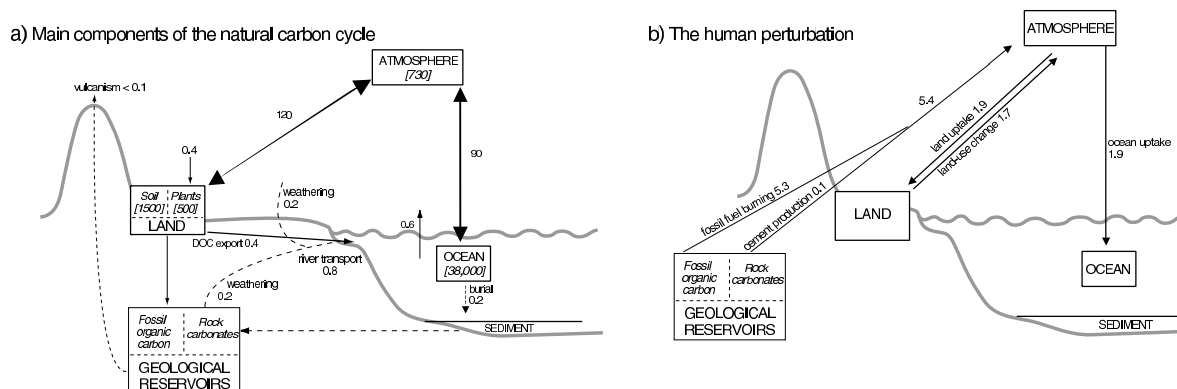


FIG. 1.1 – Réservoirs (PgC) et flux (PgC/an) du cycle du carbone global estimés pour la décade 1980-1989 (Prentice *et al.*, 2001) : (a) Composantes principales du cycle naturel ; (b) Composantes liées à la perturbation humaine.

estimés pour les années 1980-1989 par Prentice *et al.* (2001), en pétagrammes de carbone (1 Pg = 10^{12} kg). Le plus grand stock de carbone se situe dans la lithosphère, et est constitué par les roches sédimentaires. L'océan intermédiaire et profond est un autre grand réservoir, avec 38000 PgC. Les sols contiennent 1500 PgC, l'atmosphère 730 PgC, et la végétation terrestre représente la majeure partie du carbone sous forme vivante, avec 500 PgC contre seulement 3 PgC estimés dans l'océan. Le carbone est essentiellement présent dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone à l'état de trace. Bien qu'en infime quantité, le CO_2 atmosphérique est indispensable à la vie sur Terre. Il est absorbé par les plantes, et transformé en carbone organique lors de la photosynthèse. De plus, c'est un des principaux gaz à effet de serre. Sans cet effet radiatif naturel, la température de la surface de la Terre serait en moyenne de -18°C , au lieu de 15°C . L'atmosphère est aussi le réservoir qui échange les flux les plus importants avec les autres réservoirs : 120 PgC par an avec la biosphère terrestre et 90 PgC par an avec l'océan. Ces flux sont échangés dans les deux sens et s'équilibrent approximativement en moyenne annuelle.

Le sol et la végétation jouent un rôle de premier plan dans le cycle du carbone. La végétation terrestre est essentiellement composée d'organismes autotrophes, qui réalisent la transformation du carbone minéral sous forme de CO_2 en carbone organique, grâce à l'absorption de l'énergie solaire et de l'eau du sol. Ils sont appelés les producteurs, car ce sont eux qui fournissent les premières molécules organiques élaborées, indispensables à la vie des autres organismes vivants, les hétérotrophes. Les hétérotrophes sont constitués par une chaîne de consommateurs, se nourrissant des organismes du maillon précédent, et servant de nourriture à ceux du maillon suivant. Une partie du carbone organique retourne à la forme minérale par le processus de respiration, qui fournit l'énergie nécessaire aux fonctions vitales des organismes autotrophes et hétérotrophes. Une fois morte, l'autre

partie de la matière organique est décomposée par les micro-organismes (champignons et bactéries) situés dans le sol. Le flux de l'atmosphère vers la biosphère terrestre correspond à la production primaire brute (PPB, ou GPP en anglais pour Gross Primary Production), le flux de CO_2 absorbé par la photosynthèse; le flux de la biosphère vers l'atmosphère correspond à la respiration de l'écosystème, qui se divise en deux flux à peu près égaux, la respiration des plantes (ou respiration autotrophe), et la respiration émise lors de la décomposition du carbone organique par les micro-organismes du sol (respiration hétérotrophe). La différence entre la production primaire brute et la respiration autotrophe représente le carbone fixé par la croissance des plantes, et est dénommée production primaire nette (PPN ou NPP pour Net Primary Production). La production primaire nette terrestre est évaluée à 60 PgC par an, et représente 60% de la production primaire nette totale. L'atmosphère et l'océan échangent du carbone par deux mécanismes : la pompe biologique correspond aux échanges dus aux organismes vivants (production primaire par le phytoplancton, respiration, décomposition et sédimentation), et la pompe physique correspond aux échanges gazeux dus aux différences de pression partielle entre l'atmosphère et l'océan.

Des flux d'origine anthropique se superposent à ces flux naturels (figure 1.1b). La combustion des énergies fossiles et la production de ciment sont responsables d'un flux de carbone vers l'atmosphère estimé à 5.4 PgC par an au cours de la décade 1980-1989, tandis que les changements dans l'utilisation des sols, principalement liés à la déforestation dans les régions tropicales, produisent un flux de 1.7 PgC par an. Ces émissions, dues aux activités humaines, sont la cause de l'augmentation exponentielle de la concentration atmosphérique en CO_2 , qui est passée de 280 ppm (partie par million) en 1800 à 367 ppm en 1999. Cependant, la concentration en CO_2 dans l'atmosphère a augmenté "seulement" de 3.3 PgC par an au cours de la décennie 1980-1989, car une partie du CO_2 émis a été absorbée par la biosphère continentale et par l'océan (3.8 PgC par an). Plusieurs méthodes ont permis de partitionner ce flux absorbé en un flux terrestre et un flux océanique équivalents, de 1.9 PgC par an. Le flux terrestre est connu sous le nom de puits de carbone manquant (missing sink en anglais), ou puits de carbone résiduel, car son existence a été mise en évidence à partir du déséquilibre entre les émissions, l'accumulation de CO_2 atmosphérique, et l'absorption océanique. L'absorption terrestre de carbone est essentiellement réalisée par les forêts des latitudes extratropicales de l'hémisphère Nord, et dans une moindre mesure par les forêts tropicales. Elle est attribuée à plusieurs causes, notamment aux changements de pratiques de gestion des terres (reforestation et afforestation), et aux effets fertilisants de l'augmentation de la concentration en CO_2 et de la déposition d'azote d'origine anthropique. L'absorption nette de carbone par la biosphère terrestre est évaluée à 0.2 PgC par an (1.9 - 1.7) pour la décade 1980-1989, et à 1.4 PgC par an pour la décade 1990-1999 (Prentice *et al.*, 2001).

L'atmosphère et la biosphère terrestre interagissent donc fortement avec le cycle du carbone à travers les processus physiques et biogéochimiques. Le CO_2 est un des principaux gaz à effet de serre et a un effet radiatif direct sur le climat. Le flux de carbone assimilé par les plantes dépend des conditions climatiques (température et humidité de l'air, rayonnement solaire incident, précipitations), mais aussi de la concentration en CO_2 atmosphérique. De plus, le flux d'assimilation brute est corrélé au flux de transpiration, car les échanges de CO_2 et de vapeur d'eau se font simultanément, au travers des stomates. Les échanges de carbone sont donc également couplés au bilan hydrique et au bilan d'énergie en surface par l'intermédiaire du flux de transpiration. Les flux de respiration dépendent aussi des conditions atmosphériques. La respiration autotrophe dépend principalement de la température. La décomposition de la matière organique est contrôlée par la température et l'humidité du sol : les organismes décomposeurs sont plus efficaces en conditions chaudes et humides, à condition que suffisamment d'oxygène soit disponible. La respiration hétérotrophe augmente exponentiellement avec la température. Les faibles valeurs d'humidité du sol limitent le taux de diffusion des substrats aux microbes, tandis que les fortes valeurs limitent la disponibilité en oxygène. Le flux net de carbone échangé avec l'atmosphère est le bilan entre la production primaire nette et la respiration hétérotrophe. Le sol et la végétation ont donc une influence sur la concentration atmosphérique en CO_2 , et rétroagissent ainsi indirectement avec le climat.

1.1.5 Changements globaux et interactions surface continentale-atmosphère

Les changements globaux, provoqués par les activités humaines depuis le début de l'ère industrielle, ont accentué l'intérêt pour l'étude des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère. La concentration atmosphérique de CO_2 a augmenté de 90 ppm en deux siècles, jusqu'à atteindre 367 ppm en 1999 (Prentice *et al.*, 2001). Cette pollution d'origine anthropique est la cause de changements climatiques dont la rapidité n'a jamais été observée jusqu'alors. La température moyenne globale a augmenté de 0.6°C en un siècle, et pourrait encore augmenter de 1.4°C à 5.8°C d'ici la fin du XXI^e siècle (Houghton *et al.*, 2001).

Comme il a été décrit précédemment, le sol et la végétation interagissent avec le climat et avec la concentration atmosphérique en CO_2 par différents mécanismes. L'évolution de ces interactions dans le cadre des changements d'origine anthropique est un problème scientifique majeur. La première question est de savoir si les impacts physiologiques (via la conductance stomatique) et structuraux (via le LAI) des changements globaux vont rétroagir sur l'atmosphère et modifier le climat futur. La seconde question, à plus long terme, est de savoir si la biosphère terrestre va continuer à se comporter comme un puits de

carbone (et dans ce cas, avec quelle intensité), et ainsi contribuer à limiter l'augmentation du CO_2 atmosphérique, ou bien si elle va devenir une source de carbone, et amplifier l'augmentation du CO_2 atmosphérique et les changements climatiques associés.

Les différents effets sur le bilan de carbone de l'accumulation du CO_2 dans l'atmosphère et des changements climatiques sont décrits par Prentice *et al.* (2001). L'augmentation du CO_2 atmosphérique a deux effets directs sur la végétation. D'une part, l'augmentation du ratio entre les molécules de CO_2 et d'oxygène, O_2 , favorise la photosynthèse et permet d'accélérer la croissance des plantes. Cependant l'amplitude de la réponse de la photosynthèse dépend du type de végétation, caractérisé par l'étape de fixation de la molécule de dioxyde de carbone. Les plantes de type C_3 (tous les arbres, presque toutes les plantes des climats froids, et la majorité des espèces cultivées, incluant le blé, le tournesol, et le soja) sont les végétaux qui devraient le plus répondre à une augmentation de la concentration en CO_2 . Les plantes de type C_4 (les herbacées tropicales, de nombreuses herbacées tempérées, et des cultures comme le maïs ou le sorgho), ainsi que les plantes de type CAM (essentiellement les plantes grasses), possèdent un mécanisme pour augmenter la concentration de CO_2 près des sites de carboxylation, et devraient donc montrer une réponse moins forte que les plantes de type C_3 . D'autre part, l'enrichissement de l'air en CO_2 provoque aussi la fermeture partielle des stomates, et permet ainsi de réduire les pertes en eau de la plante par transpiration. Ce mécanisme tend à augmenter le contenu en eau des sols, et à prolonger ainsi la durée de croissance de la végétation, dans les écosystèmes où l'eau est un facteur limitant.

Cependant, cet effet fertilisant de l'augmentation du CO_2 atmosphérique à l'échelle de la feuille ne se traduira pas forcément par une augmentation de l'absorption de carbone par les écosystèmes. Tout d'abord, la réponse de la photosynthèse à la concentration de CO_2 sature à partir de 800 *ppm*, même pour les plantes de type C_3 . Les changements de répartition et d'intensité du rayonnement solaire, de la température et des précipitations, auront aussi un impact sur la photosynthèse, la respiration des plantes et la décomposition. Le réchauffement pourrait favoriser la production primaire nette pour les écosystèmes des zones arctiques et des régions tempérées, en augmentant la durée de la saison de croissance, mais aussi la réduire dans les régions semi-arides, en augmentant la demande évaporative de l'atmosphère, et en provoquant un assèchement des sols. Des températures élevées peuvent aussi causer des dommages irréversibles sur les tissus cellulaires des plantes. La respiration des écosystèmes est également influencée par la température, et la stimulation de la décomposition pourrait contrebalancer l'assimilation supplémentaire de carbone, notamment aux hautes latitudes, où le dégel du sol pourrait contribuer à rejeter de fortes quantités de carbone dans l'atmosphère. Des changements dans la distribution des précipitations affectent la disponibilité en eau pour la croissance des plantes, particulièrement dans les zones arides et semi-arides. Par exemple, Ciais *et*

al. (2005) ont montré que la canicule et la sécheresse de 2003 avaient provoqué une forte réduction de la production primaire à l'échelle du continent européen, qui s'est traduite par une anomalie négative de la quantité nette de carbone absorbée par l'écosystème. Ces événements extrêmes devraient être plus fréquents dans le futur et pourraient transformer les écosystèmes tempérés en source de carbone de manière durable. Les modifications de la couverture nuageuse peuvent être bénéfiques ou préjudiciables à la production primaire nette suivant la quantité de rayonnement solaire reçu dans les différentes régions. De plus, la variabilité inter-annuelle de la quantité de carbone accumulée dans l'atmosphère est surtout due à l'activité de la végétation, et est pilotée par la variabilité climatique, notamment par le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) (Schimel *et al.*, 2001). Les processus responsables du puits biosphérique terrestre actuel (changement d'utilisation des sols, fertilisation par le CO₂, effets climatiques) pourraient donc avoir tendance à diminuer dans le futur.

Si les effets directs de la concentration atmosphérique en CO₂ sur le taux de photosynthèse et la conductance stomatique sont connus depuis longtemps des écophysiologistes, leur prise en compte dans les modèles de climat date du milieu des années 1990. Sellers *et al.* (1996a) ont analysé l'impact de la réduction de la conductance stomatique, due à un doublement de la concentration en CO₂, dans une simulation couplée végétation-climat. Leurs résultats montrent une réduction de l'évapotranspiration avec cet effet physiologique, par rapport à une simulation où seul l'effet radiatif de l'augmentation du CO₂ est pris en compte, et un renforcement du réchauffement simulé en moyenne globale. Betts *et al.* (1997) ont ajouté la prise en compte de la variation du LAI en réponse aux changements de climat et de concentration en CO₂. Ils ont ainsi démontré que cet effet structurel s'opposait à l'effet physiologique dans leur modèle, et que l'augmentation du LAI venait en partie compenser la fermeture des stomates, en augmentant le flux d'évapotranspiration. Ces effets ont ensuite été évalués dans différents modèles, en mode forcé ou en mode couplé. Douville *et al.* (2000) ont montré que ces rétroactions modifiaient peu la réponse du climat global à un doublement de CO₂, dans des expériences de sensibilité de type "time-slice" réalisées avec le modèle atmosphérique de circulation générale du CNRM, ARPEGE-Climat, et tenant compte des changements de conductance stomatique et de LAI suivant Cox *et al.* (1999) et Kergoat *et al.* (2002) respectivement. Cependant, les impacts obtenus à l'échelle régionale, notamment sur le climat Européen et sur la mousson asiatique en été, ont mis en évidence la nécessité de prendre en compte ces rétroactions dans les simulations de changement climatique.

Les interactions entre le climat et le cycle du carbone ont aussi fait l'objet de nombreuses études à l'échéance de la fin du XXI^e siècle. Les premiers, Cox *et al.* (2000) ont couplé le modèle de circulation générale HadCM3 avec des modèles de cycle du carbone océanique et terrestre. Leur étude a montré une rétroaction positive entre la concentration

atmosphérique en CO_2 et le climat, ayant pour conséquence une augmentation supplémentaire de 200 *ppm* de la concentration en CO_2 , et un réchauffement associé de 1.5°C d'ici 2100, par rapport à une simulation non couplée. Cette accélération de l'accumulation du CO_2 et du réchauffement global est due à la biosphère terrestre, qui se comporte comme un puits de carbone jusqu'en 2050, puis devient une source après cette date. Deux processus sont responsables de ce basculement : la diminution de la production primaire nette de la forêt amazonienne sous l'effet de l'assèchement des sols, et l'augmentation de la respiration hétérotrophe sur tout le globe due au réchauffement. Dufresne *et al.* (2002) ont aussi mis en évidence une rétroaction positive avec le modèle couplé de l'IPSL. Cependant, la rétroaction est principalement due à une diminution de l'absorption de carbone par la végétation en Amazonie dans cette expérience, et son amplitude est trois fois plus faible que celle de Cox *et al.* (2000). A leur tour, Zeng *et al.* (2004) ont obtenu des résultats similaires. Finalement, Friedlingstein *et al.* (2006) ont réalisé une inter-comparaison entre 11 modèles couplés climat-carbone. Tous les modèles prévoient une diminution de l'efficacité de l'absorption de carbone par la biosphère terrestre et océanique dans le cadre du changement climatique futur, malgré de fortes incertitudes sur les processus qui pilotent cette rétroaction.

1.1.6 Rôle de l'azote

L'azote (N) est aussi un élément chimique essentiel du monde vivant. En particulier, il entre dans la composition de la RuBisCo (ribulose-1-5-biphosphate carboxylase), l'enzyme responsable de la carboxylation et de l'oxygénation lors de la photosynthèse. C'est généralement un facteur limitant de la croissance des plantes, notamment aux latitudes extratropicales.

Les activités humaines émettent de l'azote dans l'atmosphère, lors de la combustion d'énergie fossile ou de biomasse, ou de l'utilisation d'engrais azotés. Ces composés azotés se déposent près des sources d'émission et ont un effet fertilisant sur les écosystèmes terrestres. La déposition d'azote d'origine anthropique est ainsi l'un des facteurs qui contribuent au puits résiduel de carbone terrestre. Cependant, il y a une limite au delà de laquelle un apport supplémentaire d'azote ne produit plus d'effet sur la croissance des plantes, et peut même devenir nocif. Cette limite serait déjà atteinte dans les régions les plus polluées d'Europe.

L'effet fertilisant de l'augmentation de la concentration en CO_2 pourrait être limité par la disponibilité en nutriments, et notamment par celle de l'azote dans les zones non industrialisées. Hungate *et al.* (2003) ont montré que les quantités de carbone absorbées par la biosphère terrestre, prévues par des modèles pour la fin du XXI^e siècle, nécessitent des quantités d'azote très supérieures à celles qui seront réellement disponibles.

1.2 Modélisation de la surface continentale

L'étude des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère a fait l'objet de nombreuses campagnes de mesure, par exemple BOREAS au Canada (Sellers *et al.*, 1995), FIFE aux Etats-Unis (Sellers *et al.*, 1992), HAPEX-MOBILHY en France (André *et al.*, 1988), HAPEX-Sahel au Niger (Goutorbe *et al.*, 1994), ou LBA en Amazonie. Il existe aujourd'hui des sites qui mesurent les échanges d'énergie, d'eau et de carbone, de manière continue et sur le long-terme, regroupés au sein du réseau FLUXNET (voir chapitre 5).

Cependant, la diversité et la complexité des mécanismes mis en jeu nécessitent l'utilisation de modèles pour comprendre et prévoir les effets résultant de ces interactions. Le développement des modèles de prévision numérique du temps et de circulation générale de l'atmosphère a été à l'origine de l'apparition des paramétrisations de la surface continentale, pour calculer les flux de rayonnement, de chaleur, de vapeur d'eau et de quantité de mouvement, échangés entre la surface terrestre et l'atmosphère. Ces paramétrisations ont peu à peu évolué pour devenir des modèles complexes, qui représentent de nombreux processus physiques et biogéochimiques de la biosphère terrestre. Sellers *et al.* (1997) distinguent trois générations dans les modèles de surface, schématisées par la figure 1.2. Ces trois générations de modèle sont décrites dans les sections suivantes.

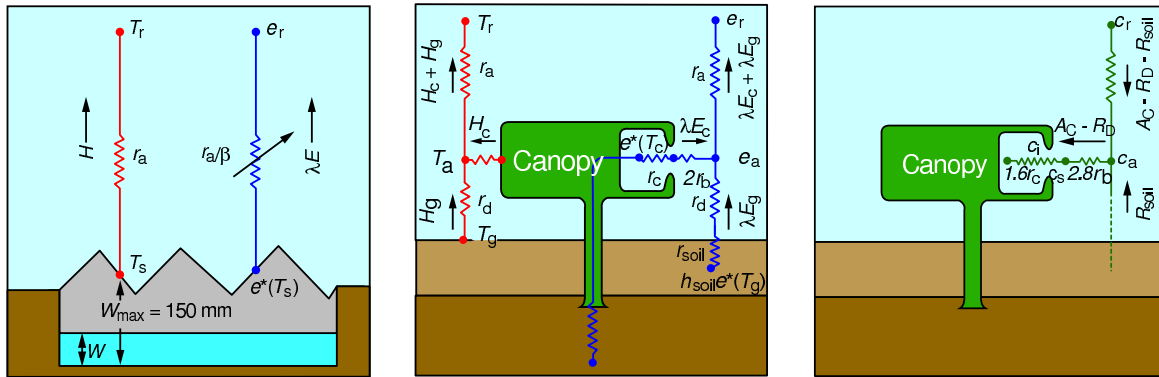


FIG. 1.2 – Evolution des processus pris en compte dans les modèles de surface (Sellers *et al.*, 1997) : (a) Modèles de première génération, (b) Modèles de deuxième génération, (c) Modèles de troisième génération.

1.2.1 Modèles de surface de première génération

Les modèles de surface de première génération regroupent les premières paramétrisations très simples datant des années 1970 (figure 1.2a), destinées à décrire les flux de rayonnement, de chaleur sensible et de chaleur latente, échangés à l'interface entre la

surface et l'atmosphère, ainsi que le ralentissement des basses couches de l'atmosphère produit par le frottement de l'air sur la surface terrestre.

Le principe de ces paramétrisations consiste à calculer le rayonnement net en surface, et à déterminer la répartition de l'énergie radiative disponible en différents flux de chaleur (équations 1.1 et 1.2). Le flux de chaleur dans le sol, G , est généralement calculé suivant la méthode "force-restore" proposée par Deardorff (1977), qui simule la diffusion de la chaleur dans le sol sans prendre en compte les changements de phase.

Les flux turbulents sont calculés suivant les formules suivantes :

$$H = \rho c_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (1.4)$$

$$LE = \beta \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e^*(T_s) - e_a}{r_a} \quad (1.5)$$

avec T_s la température de surface, T_a la température de l'air à un niveau de référence de l'atmosphère, $e^*(T_s)$ la pression de vapeur saturante à la température T_s , e_a la pression de vapeur au niveau de référence, ρ la densité de l'air, c_p la chaleur spécifique de l'air, β un coefficient normalisé qui traduit la disponibilité en eau du sol, γ la constante psychrométrique, et r_a la résistance aérodynamique entre la surface et le niveau de référence.

Dans l'équation 1.5, la surface continentale est considérée comme une source d'humidité saturée, et le coefficient β vient moduler le taux d'évaporation maximum pour prendre en compte la disponibilité en eau. Le coefficient β peut prendre différentes formes suivant les paramétrisations ; il dépend de l'humidité du sol, calculée suivant l'approche "bucket" développée par Manabe (1969). Le réservoir d'eau du sol se remplit grâce aux précipitations et se vide par évaporation. La quantité d'eau varie entre 0 et une valeur maximale, au delà de laquelle l'excès d'eau s'écoule par ruissellement, et β varie conjointement entre 0 et 1.

Des études de sensibilité, réalisées avec des modèles de circulation générale intégrant ces paramétrisations de première génération, ont montré le fort impact de l'albédo, de la rugosité de surface et de la disponibilité en eau, sur les échanges d'énergie et de vapeur d'eau entre la surface continentale et l'atmosphère. Elles ont mis en évidence la nécessité de mieux représenter la variabilité spatiale et temporelle de ces propriétés de surface pour simuler de manière plus réaliste l'évolution de l'atmosphère, et ont donné l'impulsion du développement des modèles de deuxième génération.

1.2.2 Modèles de surface de deuxième génération

Les modèles de deuxième génération sont également appelés modèles de transfert sol-végétation-atmosphère, ou SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer). L'évolution principale consiste à traiter de manière distincte le sol nu et la végétation (figure 1.2b). La canopée y est représentée comme une grande feuille unique, et ces modèles sont aussi désignés sous le terme de modèles "big-leaf".

La présence de végétation modifie les propriétés de la surface. La végétation se caractérise par une forte absorption dans les longueurs d'onde du domaine visible, et par une forte réflectivité dans le proche infrarouge, alors que la réflectivité du sol nu évolue de manière plus régulière avec la longueur d'onde. La rugosité plus importante de la canopée produit généralement des flux de quantité de mouvement et des flux turbulents plus élevés. De plus, les plantes régulent l'absorption de carbone et les pertes en eau associée par l'ouverture des stomates, situés sur la surface inférieure des feuilles. Les modèles de deuxième génération relient empiriquement la conductance stomatique, g_s , aux conditions environnementales qui contrôlent la photosynthèse (Jarvis, 1976) :

$$g_s = g_s(PAR)f(CO_2)f(\delta e)f(T)f(\Psi) \quad (1.6)$$

avec $g_s(PAR)$ la valeur de conductance stomatique déterminée par le rayonnement photosynthétiquement actif (PAR), $f(CO_2)$, $f(\delta e)$, $f(T)$, et $f(\Psi)$ des fonctions indépendantes représentant les effets de la concentration atmosphérique de CO_2 , du déficit de pression de vapeur entre la feuille et l'air environnant δe , de la température de la feuille T , et du potentiel hydrique de la feuille Ψ . L'évolution de la concentration en CO_2 n'était pas une préoccupation scientifique à l'époque du développement de ces modèles, et $f(CO_2)$ est généralement une constante non explicitée. L'impact de la concentration actuelle de CO_2 est alors intégrée dans le terme $g_s(PAR)$. La conductance stomatique est ensuite intégrée sur toute la canopée pour calculer la conductance du couvert, g_C , et la résistance de la canopée, $r_C = 1/g_C$.

Le flux de chaleur latente associé à la transpiration, pour une surface couverte de végétation, est alors calculé en distinguant la résistance aérodynamique et la résistance de la canopée :

$$LE_{tr} = \beta \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e^*(T_s) - e_a}{r_a + r_C} \quad (1.7)$$

Les modèles de deuxième génération représentent aussi l'interception des précipitations par le feuillage. Une partie de l'eau interceptée est évaporée avant d'atteindre le sol. Le flux de chaleur latente associé est calculé suivant l'équation 1.5, avec $\beta = 1$. Le flux de

chaleur latente sur sol nu reste calculé suivant l'équation 1.5.

L'utilisation de modèles de surface de seconde génération a permis d'améliorer la simulation de l'hydrologie continentale dans les modèles atmosphériques. Ces modèles ont aussi permis de réaliser des simulations de sensibilité à des changements de végétation, notamment des expériences de déforestation dans les régions tropicales. BATS (Dickinson, 1984) et SiB (Sellers *et al.*, 1986) sont les premiers modèles qui intègrent ces processus biophysiques. Au CNRM, le modèle ISBA (Interactions Sol-Biosphère-Atmosphère) a été développé par Noilhan et Planton (1989). Il a été intégré au modèle de circulation générale ARPEGE-Climat par Mahfouf *et al.* (1995). Il est aussi utilisé dans les modèles de prévision numérique du temps de Météo-France.

1.2.3 Modèles de surface de troisième génération

A la fin des années 1980, l'augmentation des gaz à effet de serre d'origine anthropique, et le changement climatique induit, sont devenus des enjeux scientifiques majeurs (Houghton *et al.*, 1990). Ces nouvelles préoccupations ont fait apparaître le besoin d'intégrer des processus biologiques et chimiques, en relation avec le cycle du carbone, dans les modèles de climat.

Parallèlement, les progrès de la recherche en écophysiologie ont donné naissance à des modèles simulant l'assimilation de CO_2 par la photosynthèse à l'échelle de la feuille. Le modèle le plus couramment utilisé est le modèle de Farquhar *et al.* (1980), qui calcule trois taux de photosynthèse, liés respectivement à l'efficacité du système enzymatique, à la quantité de rayonnement absorbé par la chlorophylle, et à la capacité de la feuille à exporter et à utiliser les produits de la photosynthèse. Le facteur le plus limitant détermine le taux d'assimilation de carbone effectif. Un modèle similaire a été développé par Collatz *et al.* (1992) pour les plantes de type C_4 . Le modèle semi-empirique de Ball *et al.* (1987) permet ensuite de calculer la conductance stomatique en fonction du taux d'assimilation nette, en utilisant la forte corrélation observée entre ces deux quantités. Cette corrélation est interprétée comme un contrôle physiologique de la plante pour maximiser le rapport entre le gain de carbone et les pertes en eau (quantifié par le WUE, Water Use Efficiency). De tels modèles de conductance stomatique sont désignés par le terme $A-g_s$ (figure 1.2c). Malgré leur caractère également empirique, les modèles de type $A-g_s$ sont basés sur des concepts biologiques plus réalistes que ceux des modèles de type Jarvis (1976). De plus, ils permettent de décrire la diminution de la conductance stomatique en réponse à l'augmentation de la concentration du CO_2 (effet anti-transpirant), ainsi que les interactions entre les différents facteurs de stress qui influencent l'ouverture des stomates. Certains modèles simulent aussi interactivement le LAI, qui devient alors une variable pronostique, et non plus un paramètre prescrit. De tels modèles permettent de prendre

en compte les changements de structure de la végétation.

L'utilisation d'une paramétrisation de la conductance stomatique de type $A-g_s$ présente un double intérêt dans les modèles de surface : elle permet de simuler le couplage entre le cycle hydrologique et le cycle du carbone ; elle permet aussi de calculer une des composantes principales du cycle du carbone terrestre, la production primaire brute. L'ajout de paramétrisations de la respiration des plantes (respiration autotrophe), et de la décomposition de la matière organique dans le sol (respiration hétérotrophe), permet de simuler toutes les composantes du cycle terrestre, et de calculer le flux net de carbone échangé entre la biosphère et l'atmosphère. Les modèles de surface de troisième génération sont des modèles complexes, qui représentent de nombreux processus physiques et biogéochimiques. Ils sont aussi désignés par le terme de modèles de surface continentale, ou LSM (pour Land Surface Model). Les modèles BATS (Dickinson *et al.*, 1998), IBIS (Foley *et al.*, 1996), ISBA- $A-g_s$ (Calvet *et al.*, 1998), MOSES (Cox *et al.*, 1998), ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005), et SiB2 (Sellers *et al.*, 1996b), sont des exemples de modèles de surface continentale simulant la photosynthèse et la conductance stomatique avec une approche biogéochimique. Le modèle de troisième génération du CNRM, ISBA- $A-g_s$ (Calvet *et al.*, 1998), est décrit dans la suite de ce chapitre. Une autre option d'ISBA, ISBA-CC, a été développée au cours de cette thèse pour simuler de manière plus réaliste la respiration hétérotrophe, ainsi que les réservoirs de carbone dans la plante et dans le sol. Ce nouveau modèle est présenté au chapitre 4.

1.2.4 Autres modèles de végétation

Parallèlement au développement des modèles de surface continentale destinés à fournir les conditions aux limites des modèles atmosphériques, un autre type de modèles a été développé par la communauté des écophysiologistes pour simuler la production primaire nette des écosystèmes. Arora (2002) classe ces modèles en trois catégories suivant la méthode utilisée pour simuler la photosynthèse : certains modèles sont basés sur une approche biochimique, similaire à celle des modèles de surface de troisième génération ; d'autres utilisent la relation linéaire observée entre la production primaire nette et le rayonnement photosynthétiquement actif absorbé par la canopée ; d'autres enfin calculent la production primaire brute comme le produit d'une valeur maximale, pondérée par des fonctions normalisées traduisant le stress éventuel provoqué par les conditions environnementales.

Ces modèles sont utilisés avec des pas de temps allant typiquement d'1 jour à 1 mois, et ils ne représentent donc pas le couplage entre les flux de carbone, d'eau et d'énergie. Pour cette raison, ils ne peuvent pas être incorporés dans des modèles de circulation générale, pour calculer les échanges avec la surface. Cependant, ces modèles calculent la production

primaire nette, parfois aussi la production primaire brute et la respiration de l'écosystème, et ils peuvent donc être utilisés conjointement à des modèles de troisième génération dans le cadre d'inter-comparaisons portant sur la représentation du cycle du carbone (Cramer *et al.*, 1999; Cramer *et al.*, 2001; Friedlingstein *et al.*, 2006). Ils peuvent aussi être intégrés sur de plus longues périodes afin d'étudier les interactions entre le climat et le cycle du carbone à plus long terme.

Enfin, certains de ces modèles proposent des paramétrisations d'autres processus liés à la biosphère terrestre, responsables de changements dans la couverture végétale, comme les feux ou la compétition entre les types de végétation pour l'utilisation des ressources disponibles. Dans ce cas, ils sont appelés modèles globaux dynamiques de la végétation (DGVM, Dynamic Global Vegetation Model). Ces processus peuvent être intégrés aux modèles de surface de troisième génération, afin d'améliorer le réalisme des simulations réalisées sur de longues périodes temporelles, de plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'années.

1.3 Le modèle ISBA- $A-g_s$

Le modèle ISBA- $A-g_s$ (Calvet *et al.*, 1998) est une option du modèle de surface du CNRM, ISBA, qui permet de calculer la conductance de la canopée, et éventuellement le LAI (Leaf Area Index, surface foliaire par unité de surface de sol), à partir du taux d'assimilation nette de carbone par la végétation. Ces calculs remplacent la paramétrisation de la résistance stomatique de type Jarvis (1976), et fournissent un LAI pronostique, plutôt qu'un paramètre prescrit, pour simuler les flux de surface.

1.3.1 Equations du modèle ISBA-standard

Le modèle ISBA est décrit en détail par Noilhan et Planton (1989) et Mahfouf *et al.* (1995). Les principales caractéristiques sont rappelées ci-dessous.

Le modèle simule seulement deux couches de sol, un réservoir de surface d'épaisseur $d_s = 1\text{ cm}$, de contenu en eau w_s et de température T_s , et un réservoir profond, de contenu en eau w_p et de température T_p , dont l'épaisseur d_2 dépend du type de végétation et du type de sol de la maille.

Les transferts d'eau et de chaleur dans le sol se font suivant la méthode «force-restore» de Deardorff (1977) :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_p) \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial T_p}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_p) \quad (1.9)$$

où C_T est le coefficient thermique du système sol-végétation, fonction du type de végétation et du type de sol, et τ est une constante de temps égale à 1 *jour*.

Le modèle inclut aussi une paramétrisation de la neige, avec diminution de l'albédo et augmentation de sa densité lors de son vieillissement. Cette paramétrisation est décrite en détail dans Douville *et al.* (1995).

Le modèle calcule une seule température pour tout le système surface-végétation appelée température de surface et notée T_s .

Pour l'évaporation du sol nu, le modèle utilise la formule suivante :

$$E_s = (1 - veg)\rho_a \frac{h_u q_{sat}(T_s) - q(T_a)}{r_a} \quad (1.10)$$

où $q_{sat}(T_s)$ est l'humidité spécifique à saturation à la température T_s , et $q(T_a)$ est l'humidité spécifique au premier niveau du modèle. Le terme β du modèle général est remplacé par le terme h_u et n'intervient plus que pour moduler le $q_{sat}(T_s)$. Ce type de paramétrisation est dit «en alpha» (par opposition à la formulation en «beta» présentée à l'équation 1.7). Le terme r_a est calculé en fonction de la stabilité de l'atmosphère et du vent en surface. h_u prend la formulation suivante :

$$\begin{aligned} \text{si } w_p \geq w_{fl} \quad h_u &= 1 \\ \text{si } w_p < w_{fl} \quad h_u &= \frac{1}{2}(1 - \cos(\frac{w_p}{w_{fl}}\pi)) \end{aligned} \quad (1.11)$$

où w_{fl} correspond au w_{seuil} du modèle de Manabe (1969).

La transpiration est calculée conformément à l'équation 1.7, mais seulement sur la partie du feuillage qui n'est pas recouverte d'eau :

$$T_r = veg(1 - \delta)\rho \frac{q_{sat}(T_s) - q(T_a)}{r_a + r_C} \quad (1.12)$$

où δ est la fraction de feuillage recouverte d'eau, et r_C est la résistance de la canopée. Dans la version standard d'ISBA, r_C est calculée suivant la formule de Jarvis (1976) donnée à l'équation 1.6, qui ne prend pas en compte l'effet du CO_2 .

L'évaporation du réservoir d'interception E_i est calculée simplement :

$$E_i = veg\delta\rho \frac{q_{sat}(T_s) - q(T_a)}{r_a} \quad (1.13)$$

et le flux de chaleur sensible est calculé conformément à l'équation 1.4.

La végétation dans ISBA-standard est entièrement décrite par huit paramètres prescrits au modèle. Cinq d'entre eux ont un cycle saisonnier : la proportion de végétation (veg), l'indice foliaire (LAI), la longueur de rugosité (z_0), l'albédo (α) et l'émissivité (ϵ). Les trois autres paramètres sont constants : la profondeur racinaire (d_2), la résistance stomatique minimale (r_{smin}) et la contribution de la végétation au coefficient thermique du sol (C_T).

1.3.2 Photosynthèse et conductance stomatique (sans stress hydrique du sol)

Dans ISBA- $A-g_s$, le calcul de la conductance stomatique est tiré du modèle de Jacobs (1994). Il est basé sur le lien étroit entre le flux de carbone net assimilé par photosynthèse et la conductance stomatique. Le principe du modèle est de calculer le taux d'assimilation nette de carbone A_n en fonction des différents facteurs environnementaux limitants.

Le taux d'assimilation nette maximale $A_{m,max}$ ($mg\ CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$) dépend de la température de surface T_s ($^{\circ}C$) suivant une fonction en Q_{10} :

$$A_{m,max} = \frac{A_{m,max}(25) Q_{10}^{(T_s-25)/10}}{[1 + \exp\{0.3(T_1 - T_s)\}][1 + \exp\{0.3(T_s - T_2)\}]} \quad (1.14)$$

où $A_{m,max}(25)$ est la valeur standard de l'assimilation nette maximale à $25^{\circ}C$, Q_{10} un facteur fixé à 2, T_1 et T_2 les températures de référence, en $^{\circ}C$. Les valeurs d' $A_{m,max}(25)$, de T_1 et de T_2 dépendent du type de photosynthèse de la plante (C_3 ou C_4). Elles sont indiquées dans le tableau 1.1.

L'assimilation de carbone par photosynthèse est d'abord limitée par la concentration atmosphérique en CO_2 :

$$A_m = A_{m,max} (1 - e^{(-g_m^*(C_i-\Gamma)/A_{m,max})}) \quad (1.15)$$

Le point de compensation Γ (ppm) est la concentration en dessous de laquelle la plante ne fixe pas le CO_2 . Ce paramètre dépend de la température T_s par une fonction en Q_{10} (voir tableau 1.1) :

$$\Gamma = \Gamma(25) Q_{10}^{(T_s-25)/10} \quad (1.16)$$

g_m^* ($mm\ s^{-1}$) est la conductance mésophyllienne en conditions non stressées. Elle dépend de la température de surface T_s suivant la fonction en Q_{10} :

Type de plante	Paramètre (X)	$X(25)$	Q_{10}	T_1	T_2
C_3	ϵ_0 ($mg J^{-1}$)	0.017	-	-	-
	Γ (ppm)	45	1.5	-	-
	f_0 (-)	0.95	-	-	-
	$A_{m,max}$ ($mg CO_2 m^{-2} s^{-1}$)	2.2	2.0	8	38
	g_m ($mm s^{-1}$)	variable	2.0	5	36
C_4	ϵ_0 ($mg J^{-1}$)	0.014	-	-	-
	Γ (ppm)	2.8	1.5	-	-
	f_0 (-)	0.6	-	-	-
	$A_{m,max}$ ($mg CO_2 m^{-2} s^{-1}$)	1.7	2.0	13	38
	g_m ($mm s^{-1}$)	variable	2.0	13	36

TAB. 1.1 – Valeurs des paramètres d'ISBA- $A-g_s$ à 25°C et des paramètres des fonctions de réponse à la température utilisées avec les options "Stress hydrique du sol" et "Azote", suivant le type de photosynthèse (T en °C).

$$g_m^* = \frac{g_m^*(25) Q_{10}^{(T_s-25)/10}}{[1 + \exp\{0.3(T_1 - T_s)\}][1 + \exp\{0.3(T_s - T_2)\}]} \quad (1.17)$$

$g_m^*(25)$ dépend du type de végétation. Les valeurs des paramètres de la végétation à l'échelle globale ont été déterminées au cours de cette thèse (voir chapitre 2), et sont résumées dans le tableau 2 de l'annexe A. Q_{10} , T_1 et T_2 dépendent du type de photosynthèse de la plante (tableau 1.1).

C_i (ppm) est la concentration interne en CO_2 . Elle dépend de la concentration en CO_2 de l'air, C_s (ppm), et de Γ :

$$C_i = f C_s + (1 - f) \Gamma \quad (1.18)$$

f (sans unité) est un facteur de couplage qui dépend de l'humidité de l'air D_s :

$$f = f_0^* \left(1 - \frac{D_s}{D_{max}^*}\right) + f_{min} \left(\frac{D_s}{D_{max}^*}\right) \quad (1.19)$$

f_0^* est le rapport maximum entre la concentration de CO_2 interne de la feuille C_i et la concentration de CO_2 à la surface de la feuille C_s ; il est atteint lorsque $D_s = 0 \text{ g kg}^{-1}$. f_0^* est inférieur à 1. Sa valeur dépend du type de photosynthèse (tableau 1.1).

$$f_{min} = \frac{g_c}{g_c + g_m^*} \quad (1.20)$$

g_c est la conductance cuticulaire ($mm\ s^{-1}$). Elle est déterminée pour chaque type de végétation au chapitre 2. D_{max}^* ($g\ kg^{-1}$) est le déficit de saturation maximum entre la feuille et l'air. C'est la valeur de D_s pour laquelle les stomates se ferment complètement. Ce paramètre détermine la sensibilité de l'ouverture stomatique à l'humidité de l'air. Sa valeur dépend de la paramétrisation du stress hydrique du sol utilisée (voir section suivante).

Le taux d'assimilation est aussi limité par la quantité de lumière disponible :

$$A_n = (A_m + R_d) (1 - e^{(-\epsilon I_a / (A_m + R_d))}) - R_d \quad (1.21)$$

où R_d est la respiration de la feuille à l'obscurité ; elle est paramétrée simplement par :

$$R_d = \frac{A_m}{9} \quad (1.22)$$

I_a ($W\ m^{-2}$) est le rayonnement efficace pour la photosynthèse (Photosynthetic Active Radiation, ou PAR).

ϵ ($mg\ J^{-1}$) est l'efficacité de conversion de la lumière :

$$\epsilon = \epsilon_0 \frac{C_i - \Gamma}{C_i + 2\Gamma} \quad (1.23)$$

ϵ_0 ($mg\ J^{-1}$) est l'efficacité d'utilisation de la lumière maximale. Sa valeur dépend du type de photosynthèse (tableau 1.1).

Finalement, la conductance stomatique au CO_2 est obtenue par la relation :

$$g_{sc}^* = \left(\frac{A_n - A_{min} \left(\frac{D_s}{D_{max}^*} \frac{A_n + R_d}{A_m + R_d} \right) + R_d \left(1 - \frac{A_n + R_d}{A_m + R_d} \right)}{C_s - C_i} \right) \quad (1.24)$$

A_{min} est l'assimilation brute résiduelle (sans limitation par la lumière), associée aux transferts à travers la cuticule, lorsque les stomates sont fermées sous l'effet d'un fort déficit de saturation entre la feuille et l'air ($D_s = D_{max}^*$).

$$A_{min} = g_m^* (C_{min} - \Gamma) \quad (1.25)$$

C_{min} est la valeur de C_i lorsque $D_s = D_{max}^*$.

$$C_{min} = \frac{g_c C_s + g_m^* \Gamma}{g_c + g_m^*} \quad (1.26)$$

Afin de tenir compte des interactions entre la diffusion du CO_2 et la diffusion de la vapeur d'eau, des itérations entre les deux équations suivantes sont appliquées pour calculer la conductance stomatique au CO_2 (il y a actuellement deux séries d'itérations dans le modèle) :

$$E(i) = 1.6\rho_a g_{sc}^*(i) D_s \quad (1.27)$$

où ρ_a est la densité de l'air en kgm^{-3} , et le facteur 1.6 est le rapport entre les coefficients de diffusion du CO_2 et de la vapeur d'eau H_2O dans l'air.

$$g_{sc}^*(i+1) = g_{sc}^*(i) + E(i) \frac{M_a}{\rho_a M_v} \frac{C_s + C_i}{2(C_s - C_i)} \quad (1.28)$$

M_a et M_v sont les masses moléculaires de l'air et de l'eau (28.9 et 18 g mol^{-1} respectivement).

Finalement, la conductance totale à la vapeur d'eau à travers l'épiderme de la feuille est la somme de la conductance stomatique à la vapeur d'eau et de la conductance cuticulaire :

$$g_s^* = 1.6 g_{sc}^* + g_c \quad (1.29)$$

1.3.3 Paramétrisation du stress hydrique du sol

Version initiale (Calvet *et al.*, 1998)

Le modèle de Jacobs (1994) simule l'assimilation nette de carbone d'un couvert bien alimenté en eau. Pour prendre en compte le stress hydrique du sol, Calvet *et al.* (1998) ont simplement multiplié la conductance mésophyllienne non stressée par l'indice d'humidité du sol :

$$\theta = \frac{w_p - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \quad (1.30)$$

w_p est le contenu en eau du sol de la zone racinaire, w_{wilt} est le contenu en eau du sol au point de flétrissement et w_{fc} est le contenu en eau du sol à la capacité au champ.

$$g_m = \theta g_m^* \quad (1.31)$$

g_m remplace alors g_m^* dans les équations 1.15, 1.20, 1.25 et 1.26.

Dans cette version du stress, la valeur du paramètre D_{max}^* est constante et fixée à 45 g kg^{-1} . f_0 vaut 0.85 pour les plantes de type C_3 et 0.5 pour les plantes de type C_4 .

Nouvelle paramétrisation pour les herbacées (Calvet, 2000)

Calvet (2000) a mis en évidence une réponse beaucoup plus complexe de la végétation au stress hydrique du sol pour les herbacées, à partir d'une méta-analyse de différents jeux de données. La réponse de la conductance stomatique à l'humidité de l'air dépend du stress hydrique du sol. Deux stratégies peuvent être distinguées suivant les espèces (voir figure 1.3). La première est une stratégie d'évitement du stress par réduction de l'évaporation, alors que la deuxième est une stratégie de tolérance au stress, grâce par exemple à un système racinaire développé ou à un cycle végétatif court.

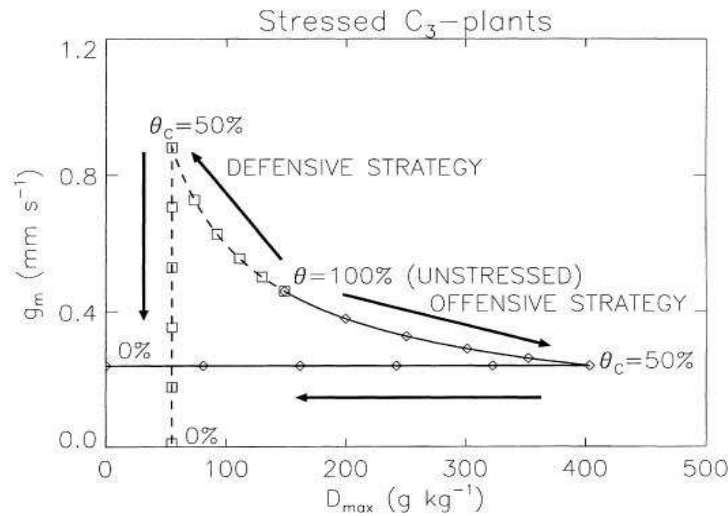


FIG. 1.3 – Schématisation des deux types de stratégie dans le cas des herbacées (tiré de Calvet, 2000). La stratégie défensive correspond à un évitement du stress, la stratégie offensive correspond à une tolérance au stress.

- En conditions non stressées ($\theta = 1$), Calvet (2000) a obtenu une relation (interspécifique et intraspécifique) reliant g_m^* et D_{max}^* .

$$\begin{aligned} \text{Pour les herbacées de type } C_3, \quad & \ln(g_m^*) = 2.381 - 0.6103 \ln(D_{max}^*) \\ \text{Pour les plantes de type } C_4, \quad & \ln(g_m^*) = 5.323 - 0.8929 \ln(D_{max}^*) \end{aligned} \quad (1.32)$$

avec g_m^* en mm s^{-1} et D_{max}^* en g kg^{-1} .

- En condition de stress modéré (θ supérieur à un seuil critique θ_c), deux réponses différentes peuvent survenir. D_{max} augmente tandis que g_m diminue dans le cas de la

stratégie de tolérance au stress, permettant de maintenir un niveau de photosynthèse important, accompagnée d'un taux de transpiration élevé.

$$D_{max} = D_{max}^X + (D_{max}^* - D_{max}^X) \frac{\theta - \theta_c}{1 - \theta_c}, \quad \theta \geq \theta_c \quad (1.33)$$

où D_{max}^X est la valeur maximale de D_{max} , fixée à 400 g kg^{-1} .

D_{max} diminue et g_m augmente dans le cas de la stratégie d'évitement du stress, permettant de réguler la perte en eau de la plante tout en augmentant sa capacité d'assimilation photosynthétique.

$$D_{max} = D_{max}^N + (D_{max}^* - D_{max}^N) \frac{\theta - \theta_c}{1 - \theta_c}, \quad \theta \geq \theta_c \quad (1.34)$$

où D_{max}^N est la valeur minimale de D_{max} , fixée à 45 g kg^{-1} .

Pour ces valeurs intermédiaires de contenu en eau du sol, g_m et D_{max} sont liés par la même relation qu'en conditions non stressées :

$$\begin{aligned} \text{Pour les herbacées de type } C_3, \quad & \ln(g_m) = 2.381 - 0.6103 \ln(D_{max}) \\ \text{Pour les plantes de type } C_4, \quad & \ln(g_m) = 5.323 - 0.8929 \ln(D_{max}) \\ \text{avec } g_m^* \text{ en } mm \text{ s}^{-1} \text{ et } D_{max}^* \text{ en } g \text{ kg}^{-1}. \end{aligned} \quad (1.35)$$

- En condition de stress hydrique du sol plus prononcé (θ inférieur à θ_c), D_{max} diminue tandis que g_m reste constant dans le cas de la stratégie de tolérance au stress.

$$D_{max} = D_{max}^X \frac{\theta}{\theta_c}, \quad \theta < \theta_c \quad (1.36)$$

Inversement, g_m diminue et D_{max} reste constant dans le cas de la stratégie d'évitement du stress.

$$g_m = g_m^X \frac{\theta}{\theta_c}, \quad \theta < \theta_c \quad (1.37)$$

g_m^X est la valeur de g_m lorsque $D_{max} = D_{max}^N$.

Nouvelle paramétrisation pour les ligneux (Calvet *et al.*, 2004)

Dans le cas des ligneux, Calvet *et al.* (2004) ont aussi identifié deux stratégies, suivant les variations de g_m et f_0 avec θ (voir figure 1.4).

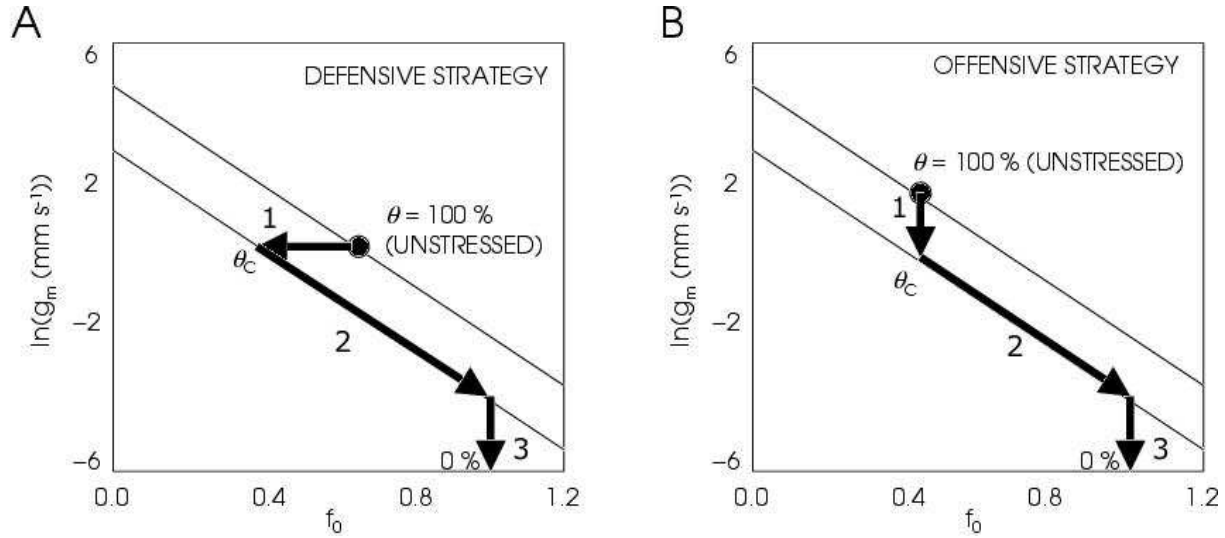


FIG. 1.4 – Schématisation des deux types de stratégie dans le cas des ligneux (tiré de Calvet *et al.*, 2004). La stratégie défensive correspond à un évitement du stress, la stratégie offensive correspond à une tolérance au stress.

- En conditions non stressées ($\theta = 1$), ils ont obtenu une relation (interspécifique et intraspécifique) reliant g_m^* et f_0^* :

$$\ln(g_m^*) = 4.7 - 7f_0^*, \quad \text{avec } g_m^* \text{ en } mm\ s^{-1}. \quad (1.38)$$

- En condition de stress modéré (θ supérieur à θ_c), deux réponses sont mises en évidence.

g_m diminue et f_0 reste constant dans le cas de la stratégie de tolérance au stress.

$$g_m = g_m^* - (g_m^* - g_m^N) \frac{1 - \theta}{1 - \theta_c} \quad (1.39)$$

g_m^N est la valeur de g_m obtenue par l'équation 1.42 avec $f_0 = f_0^*$.

Inversement, g_m reste constant et f_0 diminue dans le cas de la stratégie d'évitement du stress.

$$f_0 = f_0^* - (f_0^* - f_0^N) \frac{1 - \theta}{1 - \theta_c} \quad (1.40)$$

f_0^N est la valeur de f_0 obtenue par l'équation 1.42 avec $g_m = g_m^*$.

- En condition de stress hydrique du sol marqué (θ inférieur à θ_c), g_m diminue et f_0 augmente avec la diminution de θ .

$$g_m = g_m^C \frac{\theta}{\theta_c} \quad (1.41)$$

g_m^C est la valeur de g_m lorsque $\theta = \theta_c$, c'est à dire g_m^N dans le cas de la stratégie de tolérance au stress et g_m^* dans le cas de la stratégie d'évitement du stress.

f_0 et g_m sont alors liés par la relation suivante :

$$\ln(g_m) = 2.8 - 7f_0, \quad \text{avec } g_m^* \text{ en } mm \, s^{-1}. \quad (1.42)$$

Dans la nouvelle version du stress (herbacées et ligneux), les valeurs des paramètres D_{max}^* et f_0^* sont déduites des valeurs de $g_m^*(25)$, déterminées au chapitre 2 pour chaque type de végétation utilisé à l'échelle globale. De plus, deux autres nouveaux paramètres doivent être prescrits : la stratégie de réponse au stress, et le seuil d'humidité critique θ_c .

Cette paramétrisation du stress hydrique du sol (Calvet, 2000; Calvet *et al.*, 2004) est utilisée par défaut avec l'option "Azote".

1.3.4 Passage de la feuille au couvert

Le module de photosynthèse calcule l'assimilation nette et la conductance à l'échelle de la feuille. Afin de calculer ces grandeurs à l'échelle de la canopée, on suppose que les variables T_s , D_s et C_s ne varient pas à l'intérieur du couvert. Elles sont calculées à partir de leurs valeurs à un niveau de référence, de la résistance aérodynamique r_a et des flux de CO_2 et de vapeur d'eau calculés par ISBA (Calvet *et al.*, 1998). De plus, afin de tenir compte de l'interception du rayonnement par les feuilles les plus hautes, l'intégration sur le couvert tient compte d'un terme d'extinction du rayonnement en fonction de l'altitude z .

$$A_{nC} = \frac{LAI}{h} \int_0^h A_n dz \quad (1.43)$$

$$g_C = \frac{LAI}{h} \int_0^h g_s dz \quad (1.44)$$

h est la hauteur du couvert; A_n et g_s sont calculés à la hauteur z , en fonction du rayonnement reçu $I_a(z)$, qui dépend du rayonnement au sommet de la végétation et du coefficient d'extinction $K(z)$ (Roujean, 1996).

$$I_a(z) = I_a(h) (1 - K(z)) \quad (1.45)$$

avec $I_a(h) = 0.48R_g$.

Le flux de respiration à l'obscurité ne dépend pas du rayonnement, et le flux à l'échelle de la feuille est simplement multiplié par le LAI pour calculer le flux intégré sur la canopée :

$$R_{dC} = LAIR_d \quad (1.46)$$

1.3.5 Le module de croissance et de mortalité

Version initiale (Calvet *et al.*, 1998)

Pour calculer le LAI de manière interactive, la quantité de carbone assimilée par photosynthèse est transformée en biomasse par un module qui simule la croissance et la mortalité de la végétation. Il n'y a pas de paramétrisation de la phénologie, la croissance de la végétation démarre dès que les conditions deviennent favorables pour la photosynthèse.

Dans la version initiale du modèle (Calvet *et al.*, 1998), un seul compartiment de biomasse B (dite biomasse active) est considéré. Son évolution est calculée une fois par jour ($\Delta t = 1j$). Ce compartiment est alimenté par le cumul quotidien du flux d'assimilation nette calculé par le module de photosynthèse, ΔB^+ , en $kg\ m^{-2}$.

$$\Delta B^+ = 10^{-6} \frac{M_C}{P_c M_{CO_2}} A_{nC} \Delta t \quad (1.47)$$

avec P_c la proportion de carbone dans la matière sèche, considérée constante et égale à 40%, et M_C et M_{CO_2} les masses molaires du carbone et du CO_2 (12 et 44 $g\ mol^{-1}$ respectivement).

La biomasse diminue sous l'effet de la mortalité (stress hydrique, maladies, prélèvements par les animaux, âge) suivant le terme ΔB^- , en $kg\ m^{-2}$:

$$\Delta B^- = B \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_{BL}}} \right) \quad (1.48)$$

avec

$$\tau_{BL} = \tau_M \frac{A_{nfm}}{A_{n,max}} \quad (1.49)$$

τ_M est l'espérance de vie maximale des feuilles, A_{nfm} est l'assimilation nette maximale simulée lors de la journée précédente, et $A_{n,max}$ est l'assimilation foliaire optimale, obtenue lorsque $D_s = 0\ g\ kg^{-1}$, $I_a(h) = 500\ W\ m^{-2}$, $T_s = 25^\circ C$ pour les plantes en C_3 et $T_s = 35^\circ C$ pour les plantes en C_4 . τ_M dépend du type de végétation (voir tableau 2 de l'annexe A).

$$B(t + \Delta t) = B(t) + \Delta B^+ - \Delta B^- \quad (1.50)$$

Le LAI est ensuite simplement obtenu en supposant le rapport entre la biomasse et le LAI constant :

$$\alpha_B = \frac{B}{LAI} \quad (1.51)$$

α_B dépend du type de végétation. Les valeurs actuellement utilisées sont listées dans le tableau 1.2.

Type de végétation	$\alpha_B (kg/m^2)$
Cultures C_3	0.06
Cultures C_4	0.06
Herbacées tempérées C_3	0.08
Herbacées tropicales C_4	0.08
Conifères	0.5
Feuillus persistants	0.25
Feuillus décidus	0.125

TAB. 1.2 – Valeurs de α_B suivant le type de végétation.

Le calcul interactif du LAI à partir du module de croissance et de mortalité nécessite la prescription d'un paramètre supplémentaire : le LAI minimum, noté LAI_{min} , qui permet à la plante de recommencer à assimiler du carbone lorsque les conditions atmosphériques redeviennent favorables à la photosynthèse. Les valeurs de ce paramètre utilisées à l'échelle globale sont données dans le tableau 2 de l'annexe A.

Version originale de l'option "Azote" (Calvet et Soussana, 2001)

La dernière version du modèle ISBA- $A-g_s$ (Calvet et Soussana, 2001) simule la dépendance de α_B à l'azote foliaire et au climat. Elle est basée sur un modèle de dilution de l'azote (Lemaire et Gastal, 1997) : la concentration en azote de la plante N_T diminue lorsque la biomasse aérienne B_T augmente.

Le nouveau modèle simule l'évolution de trois compartiments de biomasse : la biomasse active B , la biomasse de structure aérienne B_s , et la biomasse de structure souterraine B_{s2} .

Le modèle de dilution de l'azote conduit à l'équation suivante :

$$B_T = \left(\frac{B}{c}\right)^{\frac{1}{1-a}} \quad (1.52)$$

B_T est la biomasse aérienne totale :

$$B_T = B + B_s \quad (1.53)$$

a et c sont des paramètres constants : $a = 0.38$ à la concentration ambiante en CO_2 , $a = 0.52$ pour une concentration en CO_2 de 700 ppm, et $c = 0.754$.

Le modèle utilise une équation de fermeture déduite de la bonne corrélation qui existe entre le LAR (Leaf Area Ratio, surface de feuille par unité de biomasse aérienne) et la concentration en azote dans la biomasse aérienne N_T .

$$\text{LAR} = \frac{L}{B_T} = e N_T + f \quad (1.54)$$

e et f sont les paramètres de plasticité, et dépendent de l'espèce de la plante.

Le rapport α_B entre la biomasse active et le LAI devient une variable du modèle, dépendant de la disponibilité en nutriments et du climat (*via* la biomasse aérienne).

$$\alpha_B = \frac{1}{e N_a + f/(c B_T^{-a})} \quad (1.55)$$

N_a est la concentration en azote de la biomasse active B . C'est un paramètre qui dépend du type de plante et de la disponibilité en azote.

Le paramètre α_B traduit ici une adaptation biologique au climat et aux conditions de croissance. Les simulations utilisent une valeur constante de α_B , déterminée par des simulations préalables qui permettent de calculer une valeur moyenne du paramètre, mais qui nécessitent plusieurs itérations avant d'obtenir la convergence.

L'évolution des divers réservoirs de biomasse est calculée à partir d'un schéma d'allocation simplifié. La biomasse active évolue de la même manière que précédemment (équation 1.50), avec un terme d'augmentation et un terme de déclin. Le terme de déclin de l'équation 1.48 est divisé en un terme de mortalité M_B et un terme de stockage S_B .

$$\Delta B^- = M_B + S_B \quad (1.56)$$

En phase de croissance (le terme d'assimilation est plus grand que le terme de déclin), le modèle de dilution s'applique, et la biomasse aérienne totale B_T est déduite de B

d'après l'équation 1.52. La biomasse de structure aérienne B_s est la différence entre ces deux réservoirs.

La mortalité de B_s ne dépend pas de la photosynthèse ; elle est calculée quotidiennement par :

$$M_{B_s} = B_s (1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_M}}) \quad (1.57)$$

avec $\Delta t = 1$ jour.

La biomasse de structure aérienne B_s perd aussi du carbone par respiration. Elle est estimée par une fonction en Q_{10} :

$$R_{B_s} = \eta_R B_s Q_{10}^{(T_s - 25)/10} \Delta t \quad (1.58)$$

η_R est un taux de respiration fixé à 1 % j^{-1} , et $Q_{10} = 2$.

Finalement, le terme de stockage S_B (équation 1.56) est le terme résiduel de l'équation de bilan de B_s :

$$S_B = \Delta B_s + M_{B_s} + R_{B_s} \quad (1.59)$$

La mortalité M_B est obtenue par différence dans l'équation 1.56.

Si le terme de stockage S_B devient supérieur au terme de déclin ΔB^- , la biomasse aérienne B_T est recalculée en supposant qu'il n'y a pas de perte de biomasse active en dehors de la plante, *i.e.* $M_B = 0$, et ΔB_T est la différence entre l'assimilation nette quotidienne et les pertes par mortalité et par respiration de la biomasse de structure B_s . La biomasse active B est calculée d'après B_T suivant l'équation 1.52, et B_s est la différence entre les deux compartiments. Une nouvelle valeur de stockage est calculée par 1.59.

En phase de sénescence, l'équation 1.52 du modèle de dilution n'est plus valide. Dans ce cas, le réservoir B_s évolue indépendamment de B . Le terme de stockage est nul, et les pertes de carbone par mortalité et respiration sont directement appliquées à B_s .

Le modèle calcule aussi l'évolution d'un réservoir de biomasse souterraine B_{s2} . Ce compartiment perd du carbone par mortalité et par respiration.

$$M_{B_{s2}} = B_{s2} (1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_M}}) \quad (1.60)$$

$$R_{B_{s2}} = \eta_R B_{s2} Q_{10}^{(T_p - 25)/10} \Delta t \quad (1.61)$$

Ce réservoir est alimenté par deux processus : lorsque le terme de stockage S_B est négatif (par exemple lorsque une partie de la biomasse est récoltée), et lorsque la biomasse aérienne B_T est inférieure à c_a^{-1} , le terme de mortalité M_B devient un terme de stockage qui alimente B_{s2} .

Version modifiée de l'option "Azote" (Gibelin *et al.*, 2006)

L'utilisation du modèle à l'échelle globale, pour la première fois au cours de cette thèse, a conduit à faire plusieurs modifications de la version originale de l'option "Azote" de Calvet et Soussana (2001).

Comme expliqué au paragraphe précédent, le calcul préalable de α_B nécessite plusieurs itérations, ce qui pose des problèmes de coût de calcul prohibitif pour des simulations globales.

De plus, les données de la littérature utilisées pour déterminer les paramètres de plasticité e et f , sont le SLA (Specific Leaf Area, surface de feuilles par unité de biomasse foliaire) et la concentration en azote foliaire N_L , et non le LAR et la concentration en azote de totale de la plante.

$$SLA = \frac{L}{B_L} = e N_L + f \quad (1.62)$$

Le modèle ISBA- $A-g_s$ a donc été modifié pour tenir compte de cette nouvelle définition de e et f . La biomasse active est assimilée aux feuilles, ie $B = B_L$ et $N_a = N_L$. Le rapport entre la biomasse active et le LAI, α_B , ne dépend plus directement de la biomasse aérienne ni du climat (cet effet est désormais pris en compte par la modulation de N_a) :

$$\alpha_B = \frac{1}{e N_a + f} \quad (1.63)$$

De plus, étant donné le manque de données publiées pour déterminer la valeur de la constante a suivant les espèces, et ses variations éventuelles avec la concentration atmosphérique en CO_2 , la valeur de a est fixée à 0.38, quel que soit le type de végétation et la concentration de CO_2 .

L'espérance de vie effective des feuilles, utilisée pour calculer le terme de déclin dans l'équation 1.48, a également été modifiée, afin d'éviter la sénescence brutale des feuilles. Elle est limitée à 5% de l'espérance de vie maximale, et est donc de l'ordre de 1 à 2 semaines suivant le type de végétation :

$$\tau_{BL} = \min(\tau_M \frac{A_{nfm}}{A_{n,max}}, 0.05 \tau_M) \quad (1.64)$$

L'option "Azote" introduit trois nouveaux paramètres : les coefficients de plasticité e et f , et la concentration en azote de la biomasse foliaire N_a . Ces paramètres ont été déterminés à l'échelle globale avec la version modifiée de l'option "Azote" décrite ci-dessus (voir chapitre 2). Leurs valeurs sont listées dans le tableau 2 de l'annexe A.

Paramètres de la végétation dépendant du LAI

Lorsque le LAI est calculé interactivement par le modèle, la fraction de végétation et la longueur de rugosité sont recalculées en fonction du LAI, suivant les formulations utilisées pour déterminer la valeur de ces paramètres dans la base de données ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003). Ces formulations dépendent du type de végétation.

La fraction de végétation est constante pour les forêts et les herbacées naturelles, et dépend du LAI pour les cultures :

$$\begin{aligned} veg &= 0.99 && \text{pour les forêts de feuillus persistants,} \\ veg &= 0.95 && \text{pour les forêts de conifères et de feuillus décidus,} \\ veg &= 0.95 && \text{pour les herbacées naturelles,} \\ veg &= 1 - e^{-0.6 LAI} && \text{pour les cultures.} \end{aligned} \quad (1.65)$$

La longueur de rugosité est calculée en fonction de la hauteur de végétation, elle-même fonction du LAI :

$$\begin{aligned} h_{veg} &\text{ est prescrite suivant la base ECOCLIMAP pour les forêts,} \\ h_{veg} &= LAI/6 && \text{pour les herbacées naturelles,} \\ h_{veg} &= \min(1, e^{(LAI-3.5)/1.3}) && \text{pour les cultures de type } C_3, \\ h_{veg} &= \min(2.5, e^{(LAI-3.5)/1.3}) && \text{pour les cultures de type } C_4. \end{aligned} \quad (1.66)$$

La longueur de rugosité pour la quantité de mouvement, z_0 , et la longueur de rugosité pour la chaleur, z_{0h} , sont déduites de h_{veg} :

$$\begin{aligned} z_0 &= 0.13 h_{veg} \\ z_{0h} &= z_0/10 \end{aligned} \quad (1.67)$$

1.3.6 Respiration de l'écosystème

La respiration de l'écosystème est simulée par une fonction en Q_{10} de la température, suivant l'équation suivante (Rivalland *et al.*, 2005) :

$$R_{eco} = R_{eco\ 25} Q_{10}^{\left(\frac{T_p - 25}{10}\right)} \quad (1.68)$$

où $R_{eco\ 25}$ est la valeur de la respiration de l'écosystème à 25 °C, $Q_{10} = 2$, et T_p est la température du sol en °C. Cette paramétrisation nécessite de calibrer le paramètre $R_{eco\ 25}$ à partir du flux net de carbone.

1.4 Résumé du chapitre

Ce chapitre détaille les interactions entre la surface continentale et l'atmosphère, liées aux échanges d'énergie, de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone. Le fort couplage existant entre la biosphère terrestre et l'atmosphère a nécessité très tôt de développer des paramétrisations de la surface terrestre dans les modèles atmosphériques. Ces paramétrisations sont peu à peu devenues des modèles complexes, qui simulent notamment les processus biogéochimiques responsables de la croissance et de la sénescence de la végétation. De tels modèles représentent aussi le flux net de carbone échangé avec l'atmosphère, et constituent donc un outil idéal pour étudier les rétroactions entre le climat, la biosphère terrestre et le cycle du carbone dans le cadre des changements globaux, dus aux émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique.

Ce chapitre présente aussi les équations du modèle de surface continentale du CNRM, ISBA- $A-g_s$, qui calcule la conductance stomatique et l'indice de surface foliaire en fonction de l'assimilation photosynthétique de carbone par les plantes. Quelques modifications ont aussi été apportées à ISBA- $A-g_s$ pour permettre l'utilisation à l'échelle globale. Toutefois, l'essentiel du travail de modélisation effectué au cours de cette thèse a consisté à développer le modèle ISBA-CC décrit au chapitre 4.

Chapitre 2

ISBA- $A-g_s$ à l'échelle globale

2.1 Introduction

Le premier objectif de cette thèse est de réaliser des simulations globales avec le modèle ISBA- $A-g_s$. En effet, jusqu'à présent, le modèle a été utilisé pour des études à l'échelle locale ou régionale (*e.g.* Calvet *et al.*, 1998; Calvet, 2000; Calvet et Soussana, 2001; Voirin *et al.*, 2001; Calvet *et al.*, 2004; Rivalland *et al.*, 2005), pour lesquelles les paramètres du modèle sont généralement connus, ou bien contraints. Cependant, cette option s'avère particulièrement intéressante pour les études du changement climatique futur à l'échelle globale, car elle permet de représenter les effets de la concentration en CO_2 sur les propriétés physiologiques et structurelles de la végétation, et sur les flux échangés entre la végétation et l'atmosphère.

Ce chapitre décrit les diverses étapes de la mise en œuvre d'ISBA- $A-g_s$ à l'échelle globale : la détermination des paramètres pour tous les types de végétation décrits par le modèle et leur inclusion dans la base de données ECOCLIMAP, la réalisation de simulations forcées par le forçage atmosphérique GSWP-2, et la validation de l'indice de surface foliaire, la nouvelle variable pronostique simulée par ISBA- $A-g_s$. Il est composé d'un résumé en français d'un article publié dans Journal of Geophysical Research en septembre 2006 (Gibelin *et al.*, 2006), et présenté en annexe A. Quelques résultats complémentaires sont aussi présentés, en particulier l'évaluation de la GPP simulée par le modèle.

2.2 Détermination des paramètres à l'échelle globale

2.2.1 Paramètres de la végétation du modèle ISBA- $A-g_s$

Les paramètres de la surface nécessaires au modèle ISBA sont fournis par la base de données et le logiciel ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003). ECOCLIMAP regroupe un ensemble de données cohérentes entre elles, décrivant les caractéristiques des surfaces continentales. Cette base de données a une couverture globale à 1 km de résolution. Elle distingue 9 types de végétation : les forêts de feuillus décidus, les forêts de feuillus persistants, les forêts de conifères, les cultures de type C_3 , les cultures de type C_4 , les cultures irriguées, les herbacées naturelles de type C_3 , les herbacées naturelles de type C_4 , et les herbacées naturelles irriguées. La distribution spatiale de la fraction de chaque type de végétation est tracée en annexe B.

L'option "Azote" du modèle ISBA- $A-g_s$ (Calvet et Soussana, 2001) utilisée dans cette thèse nécessite de prescrire 11 nouveaux paramètres de la végétation pour simuler la conductance stomatique (g_s) et l'évolution interactive du LAI (voir chapitre 1). Ils sont listés dans le tableau 1 de l'article présenté en annexe A. Ces 11 paramètres doivent être déterminés pour les 9 types de végétation décrits dans la base ECOCLIMAP.

2.2.2 Détermination des paramètres

La détermination des paramètres d'ISBA- $A-g_s$ à l'échelle globale est décrite en détail dans une note de travail du CNRM (Gibelin et Calvet, 2005), incluant des études de sensibilité. La méthode de détermination pour chaque paramètre est présentée succinctement ci-dessous, et les valeurs obtenues pour chaque type de végétation sont résumées dans le tableau 2 de l'annexe A.

Le paramètre principal du module de photosynthèse est la conductance mésophyllienne en conditions non stressées, g_m^* . La valeur de g_m^* est déterminée pour chaque type de végétation à partir des valeurs obtenues par Calvet (2000) et Calvet *et al.* (2004), en optimisant le flux de transpiration simulé par le modèle par rapport à des observations. Le choix des valeurs de g_m^* tient aussi compte du flux d'assimilation nette simulé, et de sa réponse à la concentration en CO_2 .

g_m^* et la résistance stomatique minimale, r_{smin}^* , le paramètre utilisé par l'option ISBA-standard pour calculer la résistance stomatique, sont reliées suivant l'équation 2.1 à l'échelle de la feuille.

$$\frac{1}{r_{smin}^*} = \frac{1.6}{(1 - f_0^*)(C_s - \Gamma^{opt})} A_{m,max}^{opt} (1 - \exp(-\frac{g_m^{opt} f_0^*(C_s - \Gamma^{opt})}{A_{m,max}^{opt}})) \quad (2.1)$$

où Γ^{opt} , $A_{m,max}^{opt}$, et g_m^{opt} sont les valeurs de ces variables à la température optimale qui maximise le terme de droite dans l'équation 2.1. Cette température dépend de la valeur de g_m^* , mais une étude préliminaire montre qu'elle se situe autour de 32°C pour une plage de variation de g_m^* réaliste et pour chacun des types de végétation. Cette relation permet de comparer les valeurs de r_{smin}^* définies dans ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003), et utilisées par ISBA-standard, avec les valeurs de r_{smin}^* issues de g_m^* (tableau 2.1). Les résistances d'ISBA- $A-g_s$ sont plus faibles pour les types de végétation herbacés et les feuillus persistants, et plus fortes pour les forêts de feuillus décidus et les conifères.

Type de végétation	r_{smin}^* ISBA-standard	r_{smin}^* ISBA- $A-g_s$
Cultures C_3	40	30
Cultures C_4	120	80
Herbacées tempérées C_3	40	30
Herbacées tropicales C_4	120	95
Conifères	150	210
Feuillus persistants	250	210
Feuillus décidus	150	190

TAB. 2.1 – Valeurs de la résistance stomatique minimale r_{smin}^* ($s\ m^{-1}$), prescrites dans la base ECOCLIMAP pour ISBA-standard (1ère colonne), et équivalentes aux valeurs de g_m^* du tableau 2 de l'annexe A pour ISBA- $A-g_s$ à l'échelle de la feuille (2ème colonne).

L'espérance de vie maximale des feuilles (τ_M) contrôle le taux de mortalité de la biomasse active. Elle est fixée d'après les études de Calvet *et al.* (1998), Voirin *et al.* (2001) et Rivalland *et al.* (2005). Les valeurs choisies sont comparables aux valeurs d'espérance de vie mesurées et compilées par Reich *et al.* (1999).

Le paramètre LAI_{min} est un seuil minimum utilisé lors du calcul interactif du LAI. La valeur minimum du LAI est fixée arbitrairement à $1\ m^2m^{-2}$ pour les conifères et les feuillus persistants, et à $0.3\ m^2m^{-2}$ pour les autres types de végétation.

Deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol sont distinguées dans le modèle (voir chapitre 1) : la stratégie de tolérance au stress et la stratégie d'évitement du stress. Il n'y a pas de critère simple pour déterminer la stratégie de chaque type de végétation. Calvet (2000) et Calvet *et al.* (2004) ont déterminé la stratégie de quelques espèces, mais ces résultats ne sont pas forcément généralisables au type de végétation correspondant. Dans la suite de cette thèse, toutes les simulations sont réalisées en utilisant une stratégie

unique pour tous les types de végétation. Deux simulations sont éventuellement réalisées, chacune avec une stratégie distincte. C'est le cas des simulations de contrôle DC0 et OC0 de ce chapitre, ainsi que de certaines expériences de sensibilité du chapitre suivant. La différence entre les deux simulations permet alors de quantifier l'incertitude liée au choix de ce paramètre à l'échelle globale (chapitre 3). C'est aussi le cas des simulations unidimensionnelles effectuées sur les sites FLUXNET (chapitre 5). Grâce aux nombreux sites FLUXNET disponibles, un choix de stratégie peut être proposé pour presque tous les types de végétation, à l'issue de la comparaison entre le modèle et les observations du chapitre 5.

D_{max}^* est le déficit de saturation maximum entre la feuille et l'air. C'est la valeur de déficit pour laquelle les stomates se ferment complètement. Il détermine la sensibilité de l'ouverture stomatique à l'humidité de l'air. f_0^* est le rapport maximum entre la concentration de CO_2 interne de la feuille C_i et la concentration de CO_2 à la surface de la feuille C_s . Il est atteint lorsque $D_s = 0$. D_{max}^* et f_0^* sont calculés à partir des valeurs de g_m^* , suivant les équations de régression obtenues par Calvet (2000) et Gibelin *et al.* (2006) (voir les équations 2, et C1 à C3, de l'annexe A).

La conductance cuticulaire g_c décrit la diffusion de vapeur d'eau et de CO_2 à travers la cuticule. Elle est supposée égale pour ces deux gaz. Les valeurs par espèce utilisées par Calvet (2000) et Calvet *et al.* (2004) sont généralisées aux types de végétation d'ECO-CLIMAP correspondants.

L'humidité du sol extractible critique θ_c représente le seuil qui marque la transition entre stress modéré et stress fort (voir chapitre 1). Au passage de ce seuil, les variations de g_m , D_{max} et f_0 sont modifiées, suivant le type de plante et la stratégie. Une valeur de 30 % est adoptée pour l'ensemble des types de végétation, d'après le comportement de la conductance du couvert observé par Granier *et al.* (2000) pour 21 peuplements forestiers sous différents climats.

Les paramètres de plasticité (e et f) sont déterminés comme les coefficients de la régression linéaire entre le SLA et la concentration en azote foliaire, à partir des données compilées par Schulze *et al.* (1994), Reich *et al.* (1999) et Rivalland (2003), et regroupées par type de végétation.

Enfin, la concentration en azote foliaire N_L , dépend à la fois du type de plante et de la fertilité en azote du sol. Elle est ajustée grâce à des études de sensibilité pour chaque type de végétation afin de simuler une production primaire brute réaliste. Les valeurs de N_L choisies sont dans la plage de valeurs couramment observées. De plus, elles permettent d'obtenir des valeurs de SLA comparables aux observations rassemblées par Schulze *et al.* (1994), Reich *et al.* (1999) et Rivalland (2003).

2.2.3 Modification d'ECOCLIMAP

Les valeurs des différents paramètres sont résumées dans le tableau 2 de l'annexe A. ECOCLIMAP a été modifié afin d'y inclure les paramètres du modèle ISBA- $A-g_s$, avec les valeurs déterminées à l'échelle globale. La valeur affectée à chacun des paramètres est unique pour un type de végétation donné, c'est-à-dire que le paramètre a une valeur constante sur la fraction de chaque maille du globe où le type de végétation est présent.

2.3 Simulations à l'échelle globale

2.3.1 Caractéristiques du modèle

Les simulations de ce chapitre sont réalisées avec l'option "Azote" du modèle ISBA- $A-g_s$, qui simule la conductance stomatique et l'indice de surface foliaire grâce à une paramétrisation de l'assimilation de carbone par la plante (voir chapitre 1). Les autres paramétrisations sont choisies pour reproduire le plus fidèlement possible le schéma de surface utilisé dans le modèle de circulation ARPEGE-Climat. En particulier, le modèle est utilisé ici avec un schéma hydrologique à deux couches.

Le modèle est utilisé en mode tile, c'est à dire qu'il simule l'évolution de la surface pour chacun des types de végétation présents dans un point de grille. Les variables de sortie sont ensuite moyennées, en pondérant chaque type de végétation par la fraction de surface qu'il occupe dans la maille. Les simulations sont réalisées avec une résolution horizontale de 1° , sur 15238 points terrestres. Le pas de temps est de 30 mn. Les paramètres de la surface sont calculés à partir de la base de données ECOCLIMAP, qui permet d'agréger les paramètres à n'importe quelle résolution spatiale supérieure à 1 km.

Deux simulations ont été réalisées, l'une utilisant la stratégie d'évitement du stress (DC0), et l'autre la stratégie de tolérance au stress (OC0), pour tous les types de végétation. Les LAI produits par ces deux simulations ayant des caractéristiques similaires, seule la simulation DC0 est analysée dans la suite de ce chapitre. L'impact du choix de la stratégie à l'échelle globale est discuté au chapitre 3.

2.3.2 Forçage atmosphérique

Le forçage atmosphérique provient du projet GSWP-2 (Global Soil Wetness Project, <http://grads.iges.org/gswp/>), dont un des objectifs principaux est de fournir des jeux de données globaux, produits par les modèles de surface de l'état de l'art, pour les variables d'état, les quantités hydrologiques associées, et les flux de surface sur continent

(Dirmeyer *et al.*, 2002; Dirmeyer *et al.*, 2005). Le CNRM a participé au projet avec le modèle ISBA-standard (Decharme et Douville, 2006; Decharme et Douville, 2007), et le forçage atmosphérique était donc disponible au début de cette thèse.

Le projet GSWP-2 fournit les variables atmosphériques nécessaires pour forcer un modèle de surface continentale : la température et l'humidité spécifique de l'air à 2 m, le vent à 10 m, le rayonnement solaire et le rayonnement infrarouge incidents en surface, la pression de surface, et les flux de précipitations liquides et solides. Le forçage est disponible avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$, et une fréquence temporelle de 3 heures. Les données sont interpolées au pas de temps du modèle suivant la méthode fournie par le projet pour chaque variable. La période couverte par le forçage va de juillet 1982 à décembre 1995. Les trois premières années et demi sont utilisées comme une période de mise à l'équilibre dans toutes les simulations réalisées dans cette thèse, et seules les dix dernières années (1986-1995) sont exploitées pour l'analyse des résultats.

Plusieurs forçages sont proposés dans le cadre de GSWP-2, pour réaliser des expériences de sensibilité. Le forçage de l'expérience de contrôle, B0, est construit à partir de la ré-analyse NCEP/DOE, corrigée de certains biais systématiques à l'aide de jeux de données d'observations globales : les données du CRU (Climate Research Unit) pour la température et l'humidité spécifique, les données in-situ de GPCC (Global Precipitation Climatology Center) et les données satellitaires de GPCP (Global Precipitation Climatology Project) pour les précipitations. Une correction est aussi appliquée aux précipitations pour tenir compte de la sous-estimation en cas de vent. Cependant, les vents de la ré-analyse NCEP/DOE sont surestimés, et la qualité des précipitations résultantes est mauvaise, notamment en Europe (Tanaka *et al.*, 2004; Decharme et Douville, 2006). Toutes les expériences de cette thèse sont donc réalisées avec le forçage de l'expérience de sensibilité P3, similaire à B0, mais sans correction des effets du vent.

La climatologie saisonnière (DJF et JJA) des huit variables du forçage atmosphérique GSWP-2 est tracée en annexe C.1.

D'autre part, les simulations présentées dans ce chapitre sont forcées avec une concentration atmosphérique en CO_2 constante de 350 ppm, représentative de la valeur moyenne pour la décennie 1986-1995.

2.4 Validation du LAI simulé à l'échelle globale

Dans ISBA- $A-g_s$, l'indice foliaire est simulé interactivement par le modèle, alors que c'est un paramètre prescrit dans ISBA-standard. Le LAI est une variable essentielle, car elle intervient dans le calcul des flux d'eau et de carbone échangés entre la végétation et

l'atmosphère. Le LAI est ici comparé à trois jeux de données satellitaires : ISLSCP-II (Los *et al.*, 2000), MODIS (Myneni *et al.*, 2002), et ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003). MODIS et ECOCLIMAP sont utilisés comme des climatologies pour valider le comportement moyen du modèle. Les données ISLSCP-II couvrent la période de simulation (1986-1995) et permettent donc d'évaluer aussi la variabilité inter-annuelle.

2.4.1 Maximum annuel moyen

Le modèle reproduit les principales caractéristiques spatiales de la distribution du LAI observé (figure 1 de l'annexe A). Le modèle simule de fortes valeurs de LAI sur les forêts boréales et tropicales, ainsi que sur les cultures, comparables aux observations. Le modèle représente aussi les variations spatiales liées au forçage climatique, notamment les forts gradients liés aux précipitations entre l'Est et l'Ouest des Etats-Unis, ou entre le Sahara et la forêt tropicale africaine, ainsi que les gradients liés à la température dans les régions montagneuses.

La comparaison avec les données satellitaires montre toutefois des différences importantes. Par exemple, le LAI simulé par ISBA- $A-g_s$ sur les forêts est plus faible que le LAI dérivé d'ISLSCP-II, en particulier sur les forêts boréales de conifères. Cette différence peut révéler un biais du modèle, mais les valeurs d'ISLSCP-II peuvent ne pas être représentatives d'un point de grille du modèle à $1^\circ \times 1^\circ$ de résolution. Les autres jeux de données présentent en effet des valeurs inférieures à ISLSCP-II sur ces régions. Le maximum de LAI est plus comparable pour les types de végétation herbacés, à la fois entre le modèle et les observations, et aussi entre les différents jeux de LAI satellitaires. Il existe une forte incertitude sur la valeur maximale du LAI dans les observations (figure 2 de l'annexe A). Les LAI issus de MODIS sont plus faibles que les LAI d'ISLSCP-II pour presque toutes les bandes de latitude, avec des différences qui peuvent atteindre $2m^2m^{-2}$ autour de $60^\circ N$. Le modèle se situe généralement entre ces deux jeux de données. Ces différences entre le modèle et les observations sont également comparables à celles obtenues avec un modèle de LAI à l'équilibre par Kergoat *et al.* (2002), à celles obtenues en mode forcé avec le modèle global dynamique de la végétation ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005), ou encore à celles obtenues par Dan *et al.* (2005) dans une simulation couplée végétation-atmosphère.

2.4.2 Variabilité inter-annuelle du LAI

Un des apports de la simulation interactive du LAI est de représenter la variabilité temporelle du LAI, due à la variabilité du forçage climatique. Les variations mensuelles de l'anomalie au cycle annuel moyen du modèle sont corrélées de manière significative à celles d'ISLSCP-II pour 64% des points terrestres, qui forment de larges zones cohérentes (figure

3 de l'annexe A). Les corrélations les plus fortes sont obtenues sur les zones semi-arides (en Australie, au Sud de l'Afrique, sur l'Ouest des Etats-Unis, sur le Sahel, et autour du bassin méditerranéen). Sur ces régions, la photosynthèse est limitée par le déficit hydrique du sol, et le LAI est fortement corrélé aux précipitations. Grâce à cette relation, le modèle reproduit bien la variabilité associée aux événements El Niño et La Niña sur le Sud de l'Afrique (figure 4 de l'annexe A). La corrélation est faible sur les forêts tropicales en Afrique et en Indonésie, à cause d'une amplitude du cycle annuel beaucoup plus marquée dans ISLSCP-II que dans le modèle. La qualité des données satellitaires peut cependant être dégradée dans les Tropiques, à cause de la forte couverture nuageuse de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). De plus, les variations annuelles du modèle sont comparables à celles des autres jeux de données satellitaires. La corrélation entre le LAI d'ISBA- $A-g_s$ et d'ISLSCP-II est faible sur le Nord et le centre de l'Europe, malgré une forte corrélation entre le LAI et la température de l'air pendant la saison de croissance, trouvée à la fois dans la simulation et dans les observations. Sur le centre de l'Europe, la variabilité du LAI est pilotée par celle de l'eau du sol dans le modèle (figure 6 de l'annexe A). La non prise en compte de l'irrigation sur les zones de cultures peut être la cause des différences entre le modèle et les observations en 1992 ou 1994, mais ne permet pas d'expliquer les différences en 1987 et 1988.

2.4.3 Début de la saison de croissance

Le démarrage de la végétation est aussi un aspect essentiel du cycle annuel du LAI, car il s'accompagne d'une contribution grandissante du flux de chaleur latente au bilan d'énergie, et du déclenchement de l'absorption de carbone par la végétation.

Ici encore, le modèle reproduit les principales variations spatiales de la date de début de la saison de croissance (figure 7 de l'annexe A), essentiellement caractérisée par des gradients latitudinaux aux hautes et moyennes latitudes en Europe, en Asie et en Amérique du Nord, et aux latitudes intertropicales en Afrique. Cependant, la végétation démarre généralement plus tardivement dans le modèle que dans ISLSCP-II, avec un retard qui peut atteindre jusqu'à 40 jours sur l'Ouest de l'Europe et l'Afrique tropicale. En Afrique, le démarrage de la végétation est déclenché par le début de la saison des pluies, et ce retard suggère un délai trop long pour remplir le réservoir d'eau du sol dans le modèle à cause d'une profondeur du sol surestimée (1.5 m). En Europe, la non prise en compte des pratiques agricoles, comme la date des semailles, l'irrigation ou la récolte, peut expliquer des décalages importants dans le cycle de la végétation. Dans les régions boréales, la fonte de la neige est simulée trop tardivement, et entraîne un retard de la saison de croissance. Ce défaut semble corrigé par l'utilisation d'un autre schéma de neige dans ISBA (Decharme et Douville, 2007).

Ces différences peuvent sembler importantes par rapport aux résultats obtenus par des modèles de phénologie sur des sites de mesure (Arora et Boer, 2005; Jolly *et al.*, 2005). Cependant ISBA- $A-g_s$ ne simule pas la phénologie de manière explicite. La croissance est simplement déclenchée lorsque le bilan entre l'assimilation de carbone dépasse les pertes dues à la respiration et à la mortalité. D'autre part, les différences entre le modèle et les observations sont comparables à celles obtenues à l'échelle globale par Botta *et al.* (2000) avec une paramétrisation pronostiquant la date de début de cycle à partir de données satellitaires. De plus, le modèle est aussi capable de reproduire la variabilité inter-annuelle de la date de début de cycle sur de larges régions.

2.5 GPP simulée à l'échelle globale

Le modèle ISBA- $A-g_s$ simule aussi la production primaire brute, c'est à dire le flux de carbone total assimilé par photosynthèse.

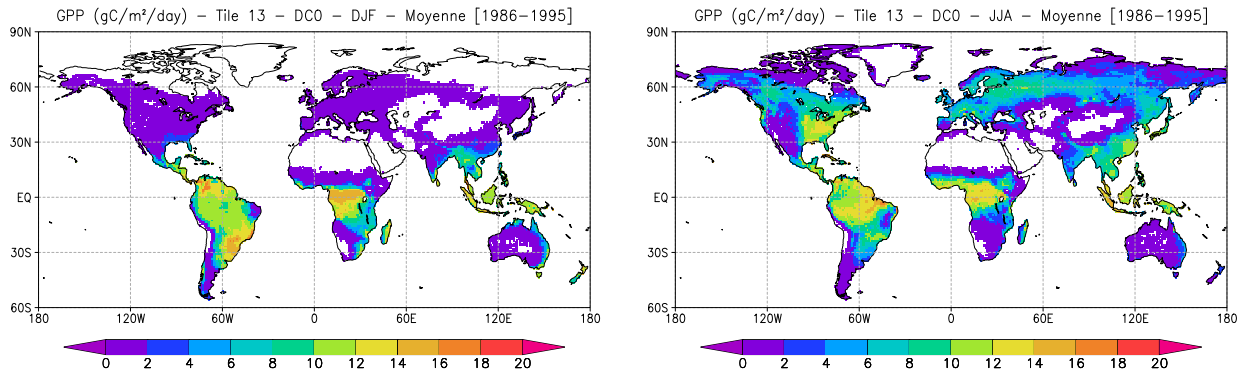


FIG. 2.1 – Climatologie, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite), du flux de production primaire brute ($gCm^{-2}jour^{-1}$) simulé par ISBA- $A-g_s$ (stratégie d'évitement du stress) sur la période 1986-1995.

La figure 2.1 montre le flux de GPP moyen simulé par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress pour les saisons DJF et JJA. En hiver boréal, les fortes valeurs sont essentiellement concentrées dans les régions intertropicales. En été, elles s'étendent aux moyennes et aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, avec des variations spatiales liées aux principaux gradients de température et de précipitations. La valeur annuelle moyenne simulée par le modèle est de $166 PgC/an$ dans la simulation DC0 (stratégie d'évitement du stress), et de $141 PgC/an$ dans la simulation OC0 (stratégie de tolérance au stress). La GPP est estimée à $120 PgC/an$ par Houghton *et al.* (2001) pour la décennie 1980-1989. Le modèle semble donc avoir tendance à surestimer la GPP, même si l'incertitude sur les flux de carbone est très forte. Cette incertitude n'est pas quantifiée par Houghton *et al.* (2001).

Elle est mieux documentée pour les flux de NPP et de NEE. Cependant, ISBA- $A-g_s$ ne simule pas la NPP. Le modèle permet de simuler la NEE, grâce à une paramétrisation de la respiration de l'écosystème en Q_{10} , mais celle-ci nécessite de prescrire la valeur de la respiration à 25 °C, qui n'est pas connue à l'échelle globale. La NPP et la NEE ne peuvent donc pas être utilisées pour valider le modèle à l'échelle globale. Cette limitation est une des motivations pour développer une nouvelle option d'ISBA, qui simule la totalité du cycle du carbone terrestre. Ce nouveau modèle, ISBA-CC, est présenté dans le chapitre 4.

2.6 Résumé du chapitre

Ce chapitre présente les étapes ayant permis de réaliser les premières simulations globales avec le modèle ISBA- $A-g_s$. Les paramètres de la végétation nécessaires à cette option d'ISBA sont d'abord déterminés à partir de méta-analyses de la littérature, d'études précédentes réalisées avec ISBA- $A-g_s$, et d'études de sensibilité. Ils sont intégrés à la base de données ECOCLIMAP.

Deux simulations de 10 ans sont ensuite réalisées, l'une avec la stratégie d'évitement du stress, l'autre avec la stratégie de tolérance au stress. Le modèle est forcé par les variables climatiques issues du projet GSWP-2, avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$, pour la période 1986-1995.

Le LAI simulé par le modèle est ensuite validé en le comparant à trois jeux de données dérivés d'observations satellitaires, ISLSCP-II, MODIS et ECOCLIMAP. Le modèle représente de manière satisfaisante les principales variations spatiales et temporelles du développement de la végétation. Le maximum de LAI annuel moyen simulé est généralement compris entre les estimations de MODIS et d'ISLSCP-II. Les variations inter-annuelles simulées du LAI sont bien corrélées avec celles observées dans ISLSCP-II, en particulier dans les régions où les précipitations contrôlent la photosynthèse. Malgré l'absence d'une représentation explicite de la phénologie, le modèle capture les variations latitudinales de la date de début de croissance de la végétation. La comparaison montre toutefois des différences importantes sur certaines régions du globe, et suggère la nécessité d'améliorer la représentation de la dynamique de la neige, et de prendre en compte les pratiques agricoles dans le modèle. Cette validation montre que le modèle est capable de simuler des LAI suffisamment réalistes à l'échelle globale pour être couplé à un modèle de circulation générale.

La GPP simulée par le modèle est aussi évaluée. Elle est surestimée par rapport à la valeur établie pour la décade 1980-1989, mais celle-ci est associée à une forte incertitude.

Chapitre 3

Expériences de sensibilité à l'échelle globale

3.1 Introduction

Ce chapitre est dédié à des expériences de sensibilité réalisées à l'échelle globale. Les réponses du flux de chaleur latente (LE), de la production primaire brute (GPP), et de l'indice de surface foliaire (LAI) sont analysées. Le flux de chaleur latente traduit la sensibilité du bilan d'énergie et du bilan hydrique, tandis que la production primaire brute traduit la sensibilité du flux de carbone. Le LAI reflète la sensibilité de l'ensemble de ces processus dans le modèle.

Tout d'abord, ISBA- $A-g_s$ est comparé à ISBA-standard, la version d'ISBA utilisée dans le modèle de circulation générale atmosphérique du CNRM. Ensuite, plusieurs forçages susceptibles d'évoluer au cours du XXI^e sont modifiés incrémentalement (doublement de la concentration atmosphérique en CO₂, diminution de la concentration en azote foliaire et changement climatique). Les réponses aux différents changements de forçage sont comparées. Ces analyses sont effectuées avec les simulations produites par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress. L'impact du choix de la stratégie de réponse au stress hydrique du sol est aussi évalué dans la discussion. Enfin, la sensibilité du modèle est discutée en la comparant à trois sources d'incertitude : l'estimation des flux turbulents à l'échelle globale, l'état de l'art des modèles de surface continentale, et la qualité du forçage atmosphérique. La liste des simulations effectuées est donnée dans le tableau 3.1.

On rappelle que pour une meilleure interprétation des résultats exposés dans ce chapitre, la répartition des différents types de végétation sur le globe est présentée en annexe B, et les variables du forçage atmosphérique global de GSWP-2 sont tracées pour les

Nom	Modèle et stratégie	Forçage atmosphérique	CO ₂	SLA
ST0	ISBA-standard	GSWP-2 (1986-1995)	-	-
DC0	ISBA- $A-g_s$ (évitement)	GSWP-2 (1986-1995)	350 <i>ppm</i>	actuel (tab 3.2)
OC0	ISBA- $A-g_s$ (tolérance)	GSWP-2 (1986-1995)	350 <i>ppm</i>	actuel (tab 3.2)
DX0	ISBA- $A-g_s$ (évitement)	GSWP-2 (1986-1995)	700 <i>ppm</i>	actuel (tab 3.2)
DN2	ISBA- $A-g_s$ (évitement)	GSWP-2 (1986-1995)	700 <i>ppm</i>	-13% (tab 3.2)
DM0	ISBA- $A-g_s$ (évitement)	GSWP-2 + Anomalie	350 <i>ppm</i>	actuel (tab 3.2)
		CNRM-CM3 (2086-2095)		
DX2	ISBA- $A-g_s$ (évitement)	GSWP-2 + Anomalie	700 <i>ppm</i>	-13% (tab 3.2)
		CNRM-CM3 (2086-2095)		
OX2	ISBA- $A-g_s$ (tolérance)	GSWP-2 + Anomalie	700 <i>ppm</i>	-13% (tab 3.2)
		CNRM-CM3 (2086-2095)		
DM1	ISBA- $A-g_s$ (évitement)	CNRM-CM3 (1986-1995)	350 <i>ppm</i>	actuel (tab 3.2)

TAB. 3.1 – Caractéristiques des expériences de sensibilité réalisées.

saisons DJF et JJA en annexe C.1.

3.2 Sensibilité à l'option d'ISBA

3.2.1 Description des simulations

Dans cette section, ISBA- $A-g_s$ est comparé à ISBA-standard, le schéma de surface actuellement inclus dans le modèle de circulation générale du CNRM, afin d'évaluer l'impact de la nouvelle option sur les flux échangés entre la surface continentale et l'atmosphère.

Une simulation globale forcée, similaire à celle décrite au chapitre 2, a été réalisée avec ISBA-standard. Elle utilise les mêmes paramétrisations qu'ISBA- $A-g_s$, en dehors de la conductance stomatique, basée sur Jarvis (1976), et de l'indice foliaire qui est prescrit à partir de la climatologie mensuelle de la base de données ECOCLIMAP. Elle est aussi forcée par les variables atmosphériques de l'expérience P3 de GSWP-2.

3.2.2 Impact sur les flux saisonniers moyens

La figure 3.1 montre les flux de chaleur latente et de chaleur sensible, simulés en hiver (DJF) et en été (JJA), par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress. L'intensité des flux turbulents est pilotée par les variations spatiales et saisonnières du rayonnement

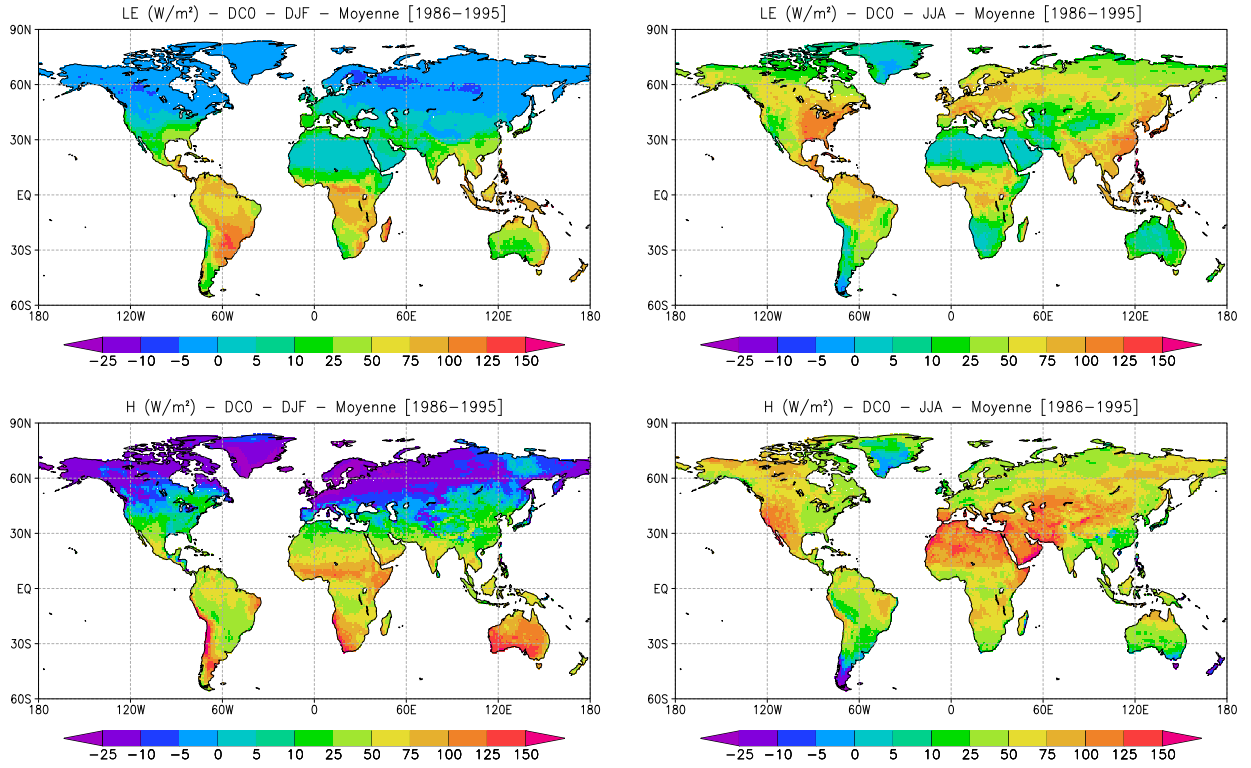


FIG. 3.1 – Climatologie, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite), du flux de chaleur latente (Wm^{-2}) (haut) et du flux de chaleur sensible (Wm^{-2}) (bas) simulés par ISBA- $A-g_s$ (stratégie d'évitement du stress) sur la période 1986-1995.

solaire, de la température et des précipitations. Lorsque l'énergie disponible en surface est importante, la répartition entre flux de chaleur latente et flux de chaleur sensible dépend de la présence de végétation. Le flux de chaleur latente est plus élevé que le flux de chaleur sensible sur les régions couvertes de végétation, tandis que le flux de chaleur sensible atteint ses plus fortes valeurs sur les zones désertiques.

Les flux simulés par ISBA-standard ont une intensité et une répartition géographique très similaires à celle de la figure 3.1. Cependant, la figure 3.2 montre des différences entre les deux options d'ISBA sur toutes les zones du globe couvertes de végétation, de valeur absolue de $10 Wm^{-2}$ sur de larges régions, et pouvant aller jusqu'à $20 Wm^{-2}$. Les flux ne sont pas impactés dans l'hémisphère Nord en hiver boréal, car la demande évaporative est faible durant cette période. Ces différences représentent des variations qui peuvent atteindre 15% en moyenne annuelle pour le flux de chaleur latente sur l'Amazonie, le Canada, le Nord de l'Europe et la Sibérie. La moyenne annuelle globale du flux de chaleur latente est légèrement plus faible avec ISBA- $A-g_s$ ($34.2 Wm^{-2}$) qu'avec ISBA-standard ($35 Wm^{-2}$). Les différences entre ISBA- $A-g_s$ et ISBA-standard sont d'intensité équivalente

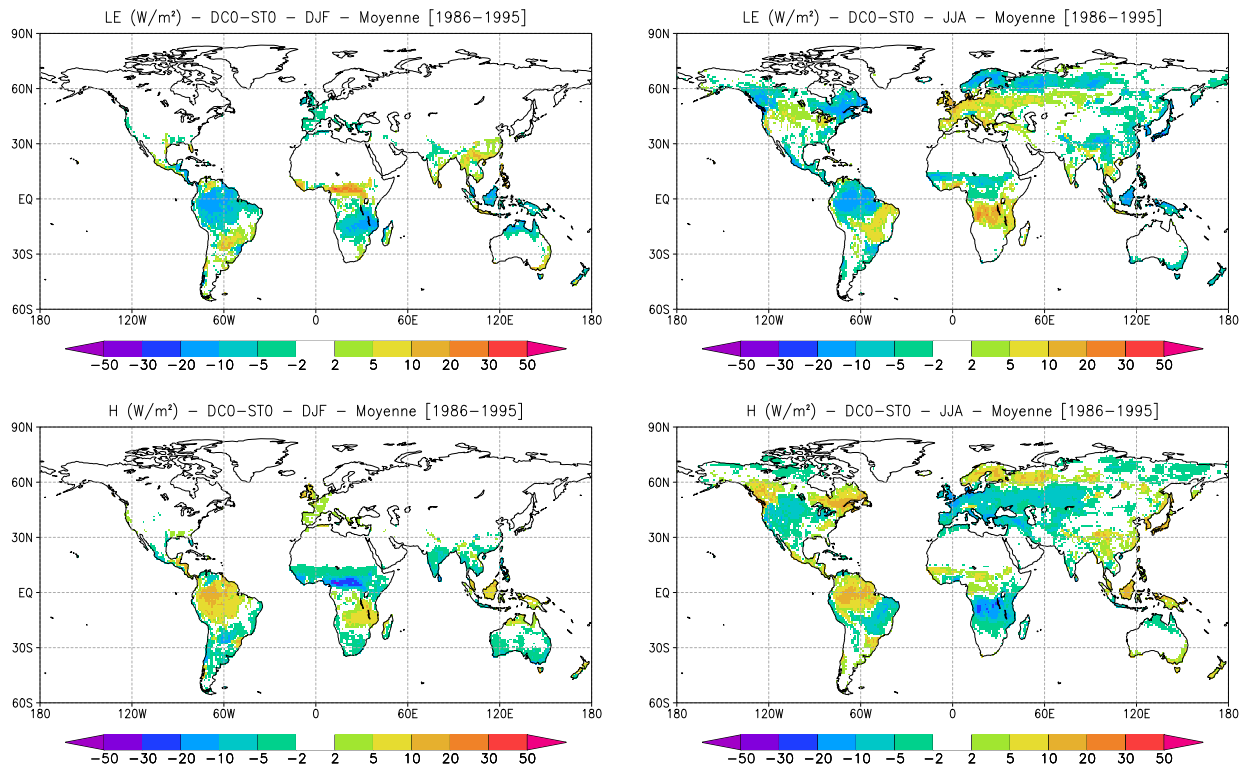


FIG. 3.2 – Différences de flux de chaleur latente (Wm^{-2}) (haut) et de flux de chaleur sensible (Wm^{-2}) (bas) entre ISBA-A- g_s (stratégie d'évitement du stress) et ISBA-standard, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) sur la période 1986-1995.

et de signe opposé entre LE et H , traduisant une faible variation de l'énergie disponible en surface.

De manière générale, l'évaporation diminue sur les forêts, et augmente sur la végétation basse avec ISBA-A- g_s . Les changements dans le flux d'évaporation sont essentiellement dus aux changements dans la transpiration de la végétation (figure 3.3). L'évaporation de la canopée (évaporation du réservoir d'interception) renforce l'effet de la transpiration dans les Tropiques, tandis qu'elle a tendance à diminuer dans tout l'hémisphère Nord en été. L'évaporation du sol nu s'oppose aux effets de l'évaporation de la canopée : elle diminue dans les Tropiques, et augmente dans tout l'hémisphère Nord en été (non montrés).

Les changements du flux d'évaporation sont en partie corrélés aux différences entre le LAI simulé par ISBA-A- g_s et le LAI climatologique d'ECOCLIMAP dans de nombreuses régions, notamment dans les Tropiques et aux hautes latitudes (figure 3.3). Ces différences de LAI entre ISBA-A- g_s et ISBA-standard ne doivent pas être vues comme un biais du modèle, même si le LAI d'ECOCLIMAP est basé sur des observations satellitaires, mais plutôt comme une incertitude liée à ce paramètre. En effet, le LAI simulé par ISBA-A-

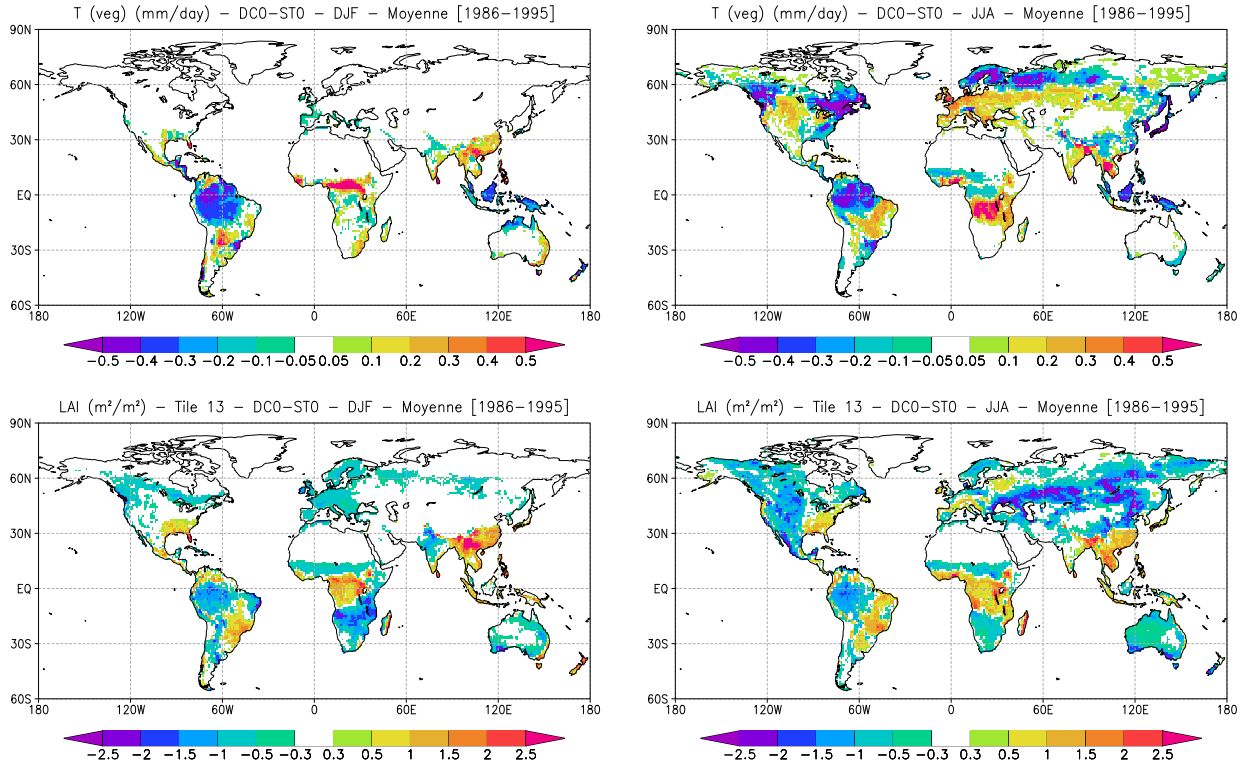


FIG. 3.3 – Différences de flux de transpiration (mmj^{-1}) (haut) et de LAI (m^2m^{-2}) (bas) entre ISBA-A- g_s (stratégie d'évitement du stress) et ISBA-standard, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) sur la période 1986-1995.

g_s a été validé au chapitre 2 (voir aussi l'annexe A) et se situe généralement entre les estimations des différents produits satellitaires. Une augmentation du LAI équivaut à une augmentation de la surface pour les échanges d'eau à travers les stomates. De plus, lorsque le LAI est plus élevé, une plus grande partie des précipitations est interceptée, et réévaporée directement dans l'atmosphère, sans atteindre le sol. Une augmentation du LAI a donc pour effets directs une augmentation de la transpiration et de l'évaporation de la canopée, et une diminution de l'évaporation du sol nu.

Les différences entre les flux de transpiration des deux options sont aussi dues aux différences de résistance stomatique. Ces différences résultent en partie du choix des paramètres d'ISBA-A- g_s à l'échelle globale pour les différents types de végétation. En effet, les valeurs de la conductance mésophyllienne, g_m^* , déterminées pour ISBA-A- g_s , équivalent à des valeurs de résistance stomatique minimale, r_{smin}^* , (ou de son inverse la conductance stomatique maximale, g_{smax}^*), différentes de celles utilisées avec ISBA-standard à l'échelle de la feuille (voir le tableau 2.1 du chapitre 2). La résistance stomatique minimale est inférieure pour les herbacées, et particulièrement pour les cultures de type C_4 , ainsi que

pour les feuillus persistants, alors qu'elle est supérieure pour les conifères et les feuillus décidus (cependant, ISBA- $A-g_s$ prend en compte l'atténuation du rayonnement dans le couvert, et les valeurs du tableau 2.1 sous-estiment la résistance stomatique minimale à l'échelle de la canopée). De plus, les deux options prennent en compte de manière différente les effets du stress exercé par les différents facteurs environnementaux, qui tendent à augmenter la résistance stomatique. Par exemple, la réponse à la température est plus complexe dans ISBA- $A-g_s$, car elle influence plusieurs variables qui sont utilisées dans le calcul de la résistance stomatique. L'impact du changement d'option sur la conductance stomatique prédomine sur la diminution de LAI, sur le centre de l'Amérique du Nord, en Europe de l'Ouest, et entre 50°N et 60°N en Russie et en Sibérie en été. Sur les forêts tropicales, la transpiration de la végétation diminue avec ISBA- $A-g_s$, malgré la diminution de la résistance stomatique minimale. Même en Afrique, où le LAI augmente par rapport à ISBA-standard, la transpiration diminue au Sud de l'équateur en hiver et au Nord de l'équateur en été. Ce phénomène est dû à la réponse de la résistance stomatique au rayonnement solaire photosynthétiquement actif dans ISBA- $A-g_s$, et à l'atténuation du rayonnement dans le couvert. Dans les zones tropicales, la zone de convergence intertropicale (ITCZ) est accompagnée de précipitations intenses et d'une forte nébulosité, qui limitent le rayonnement solaire au niveau de la surface. Ce déficit en rayonnement est le facteur limitant prépondérant sur l'assimilation de carbone dans ces régions, et la conductance stomatique dépend directement de cette variable atmosphérique dans ISBA- $A-g_s$ (équation 1.21). La différence d'évaporation entre ISBA- $A-g_s$ et ISBA-standard sur la forêt tropicale au Congo est liée au déplacement saisonnier de l'ITCZ, située au sud de l'équateur pendant la saison DJF et au nord de l'équateur durant JJA (voir figure C.2).

Les différences de flux d'évaporation sont aussi liées à celles du contenu en eau du réservoir profond. En général, les changements du flux d'évaporation pilotent les variations de l'eau du sol : une augmentation de l'évaporation provoque une diminution du contenu en eau du sol, et inversement. Cependant, le contenu en eau du sol peut également rétroagir sur le flux d'évaporation. Par exemple, l'augmentation du flux d'évaporation en été sur l'Europe de l'Ouest est accentuée par le fait qu'il y a plus d'eau dans le sol disponible pour la croissance et la transpiration des plantes. Cette augmentation du contenu en eau du sol est elle-même due à un flux d'évaporation plus faible durant le printemps avec ISBA- $A-g_s$.

3.2.3 Impact sur la variabilité inter-annuelle

La figure 3.4 montre l'écart-type saisonnier du flux de chaleur latente simulé par ISBA-standard, qui permet de quantifier la variabilité inter-annuelle. Les plus fortes valeurs sont d'environ 20 W m^{-2} en hiver boréal, et sont limitées à l'hémisphère Sud et aux Tropiques,

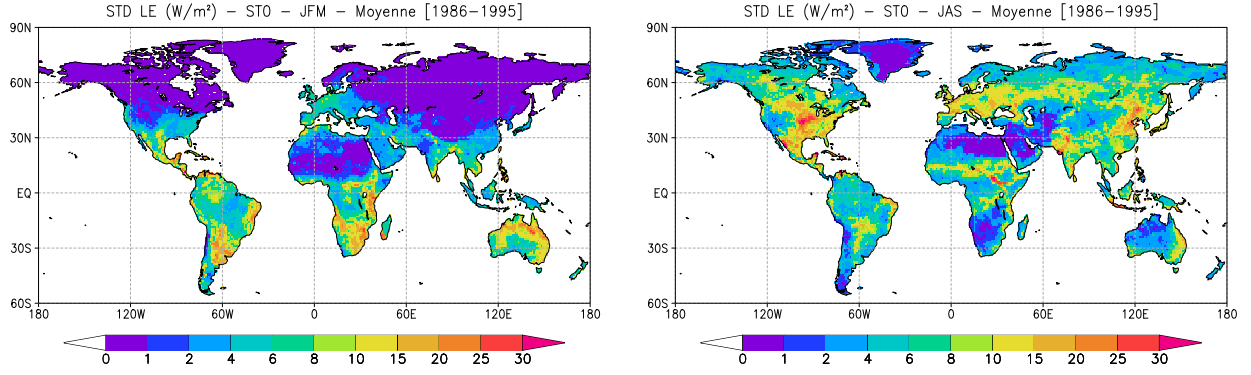


FIG. 3.4 – Ecart-type du flux de chaleur latente (Wm^{-2}) simulé par ISBA-standard pour les saisons JFM (à gauche) et JAS (à droite) sur la période 1986-1995.

tandis qu'elles atteignent des valeurs plus élevées et s'étendent à tout le globe en été.

En simulant le LAI de manière interactive, ISBA- $A-g_s$ permet de représenter la variabilité inter-annuelle de l'indice foliaire en réponse à la variabilité du forçage atmosphérique, alors qu'ISBA-standard utilise un LAI mensuel climatologique prescrit à partir de la base de données ECOCLIMAP. La figure 3.5 montre les différences d'écart-type du flux de chaleur latente pour les saisons DJF et JJA simulés par ISBA- $A-g_s$ (stratégie d'évitement du stress) et ISBA-standard, ainsi que l'écart-type du LAI simulé par ISBA- $A-g_s$. L'écart-type de LE augmente de plus de 20% sur de nombreuses régions, réparties à toutes les latitudes. L'augmentation de la variabilité du flux de chaleur latente avec ISBA- $A-g_s$ est presque toujours associée aux plus fortes valeurs d'écart-type du LAI. Elle a également lieu dans les zones où la variabilité de LE simulée est la plus élevée (figure 3.4). La simulation interactive du LAI vient donc renforcer la variabilité des flux turbulents. En mode couplé, elle pourrait aussi augmenter la variabilité des précipitations. Zeng *et al.* (1999) ont par exemple obtenu un renforcement de la variabilité inter-décennale des précipitations sur le Sahel, en introduisant la simulation interactive de la végétation dans leur modèle atmosphérique. La comparaison du LAI simulé avec les données de LAI dérivées des données satellitaires ISLSCP-II (chapitre 2) a montré que le modèle simule une variabilité du LAI réaliste. Cependant, l'augmentation de la variabilité du flux de chaleur latente associée dans le modèle ne peut pas être validée, faute de mesures de flux turbulents à l'échelle globale.

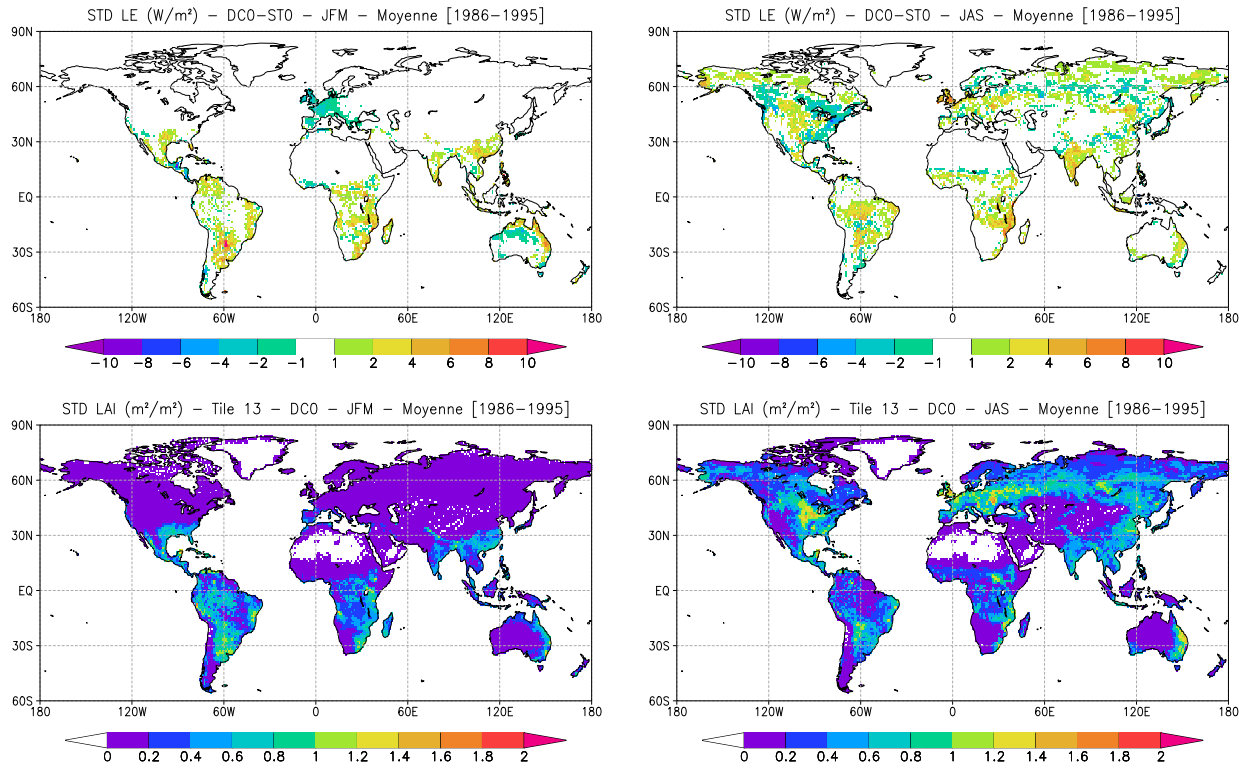


FIG. 3.5 – Différences d'écart-type du flux de chaleur latente (Wm^{-2}) entre ISBA- $A-g_s$ (stratégie d'évitement du stress) et ISBA-standard (haut), et écart-type du LAI (m^2m^{-2}) simulé par ISBA- $A-g_s$ (stratégie d'évitement du stress) pour les saisons JFM (à gauche) et JAS (à droite) sur la période 1986-1995.

3.3 Réponse du modèle au changement global

Un des intérêts d'ISBA- $A-g_s$ est de prendre en compte l'effet de la concentration atmosphérique en CO_2 sur le fonctionnement de la végétation, et son impact sur le flux d'évaporation. ISBA- $A-g_s$ a notamment vocation à être utilisé dans le modèle de circulation générale atmosphérique du CNRM, ARPEGE-Climat (Gibelin et Déqué, 2003), pour simuler les interactions entre la végétation et l'atmosphère, ainsi que leur évolution dans le cadre des changements globaux d'origine anthropique au cours du XXI^e siècle. Dans cette section, des expériences de sensibilité sont réalisées pour évaluer les impacts d'un doublement de la concentration en CO_2 , d'une diminution de la surface foliaire spécifique (SLA), et d'un changement climatique simulé par le modèle couplé du CNRM pour la fin du siècle. Chaque changement de forçage est rajouté incrémentalement, jusqu'à une expérience de changement global.

3.3.1 Réponse à un doublement de CO_2

Dans cette section, l'impact d'un doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 sur l'assimilation de carbone et les flux turbulents est évalué, en analysant les différences entre les simulations DX0 et DC0. La simulation DX0 est réalisée avec ISBA- $A-g_s$ et la stratégie d'évitement du stress. Les conditions de l'expérience sont identiques à celles de la simulation DC0, sauf la concentration en CO_2 qui est de 700 ppm au lieu de 350 ppm (voir le tableau 3.1). Cette valeur correspond approximativement à la concentration prévue en 2100 pour le scénario d'émissions A1B de l'IPCC (Houghton *et al.*, 2001).

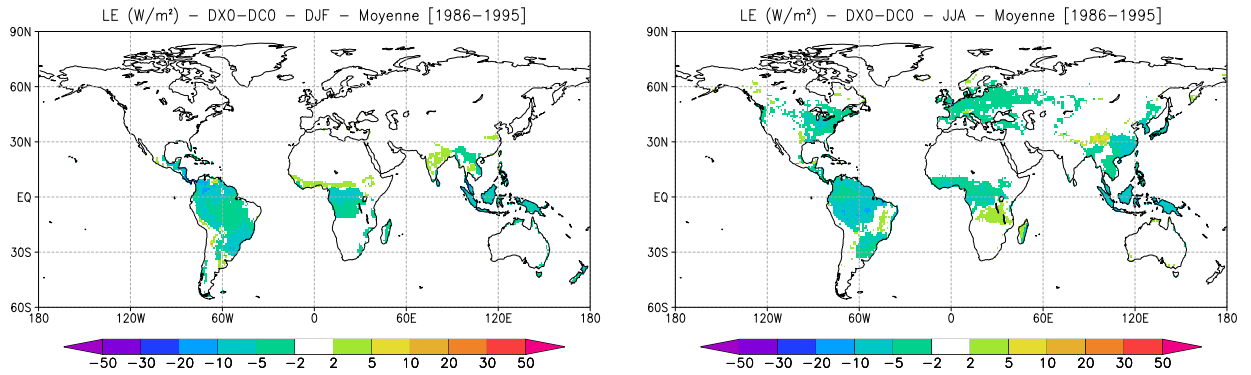


FIG. 3.6 – Différences de flux de chaleur latente (Wm^{-2}) simulées par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress en réponse à un doublement de concentration atmosphérique en CO_2 , pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) avec le forçage atmosphérique de la période 1986-1995.

La figure 3.6 montre les différences de flux de chaleur latente entre DX0 et DC0. Le doublement de CO_2 provoque une diminution de l'évaporation sur la plupart des régions, jusqu'à $-10 Wm^{-2}$, malgré une augmentation généralisée du LAI (figure 3.7). En effet, la conductance de la canopée diminue, car l'effet de la fermeture des stomates qui accompagne l'augmentation de la concentration en CO_2 l'emporte sur l'extension de la surface foliaire. Cet effet compensateur entre la réponse physiologique et la réponse structurelle de la végétation a été mis en évidence par de nombreuses études (par exemple, Betts *et al.*, 1997; Levis *et al.*, 2000; Kergoat *et al.*, 2002). L'effet du LAI domine cependant dans quelques régions où l'augmentation relative de la surface évaporative est suffisamment forte. La moyenne annuelle globale du flux de chaleur latente diminue, de $34.2 Wm^{-2}$ pour DC0 à $33.3 Wm^{-2}$ pour DX0. Cette réduction affecte tous les types de végétation présents sur le globe. La diminution de l'évaporation s'accompagne également d'une augmentation de la température de surface sur certaines zones. Cet effet pourrait accentuer le réchauffement des basses couches de l'atmosphère, lié à l'effet radiatif du CO_2 , dans des simulations couplées entre la surface continentale et l'atmosphère.

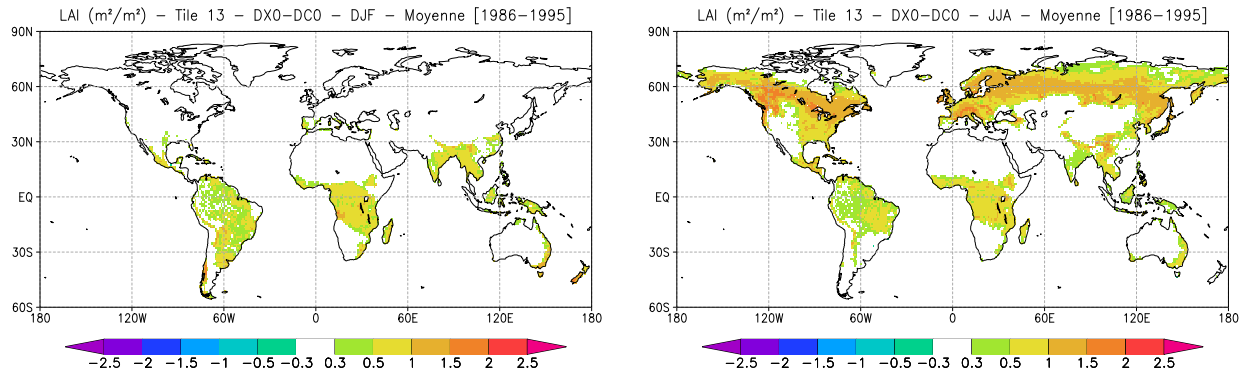


FIG. 3.7 – Différences de LAI (m^2m^{-2}) simulées par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress en réponse à un doublement de concentration atmosphérique en CO_2 , pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) avec le forçage atmosphérique de la période 1986-1995.

Le LAI augmente sur tout le globe, jusqu'à des valeurs de $1.5 m^2m^{-2}$ en moyenne sur le point de grille (figure 3.7). L'augmentation du LAI est très forte pour les plantes de type C_3 , à la fois pour les types de végétation ligneux et herbacés. Ceci est le résultat de l'effet fertilisant de l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO_2 , qui favorise l'assimilation de carbone par les plantes. Mais le LAI augmente aussi pour les plantes de type C_4 , jusqu'à $1 m^2m^{-2}$, malgré la sensibilité plus faible de la photosynthèse à la concentration en CO_2 , représentée dans le modèle par des valeurs plus élevées de g_m^* . En effet, la fermeture progressive des stomates provoque une diminution du flux de transpiration, et une augmentation de l'eau stockée dans le sol. Ce deuxième effet tend ainsi à diminuer le stress hydrique subi par les plantes, et à favoriser leur croissance. L'augmentation de l'indice foliaire a tendance à s'amplifier elle-même, en augmentant la surface qui réalise l'assimilation de carbone, et en favorisant ainsi l'accumulation de masse foliaire.

L'augmentation de LAI est associée à une forte augmentation de la production primaire brute par la végétation. La figure 3.8 montre l'impact du doublement de CO_2 sur la GPP simulée par le modèle. La GPP augmente partout sur le globe au cours de la saison estivale, et atteint une moyenne annuelle globale de $263 PgC/an$, au lieu de $166 PgC/an$ dans la simulation de contrôle (voir chapitre 2).

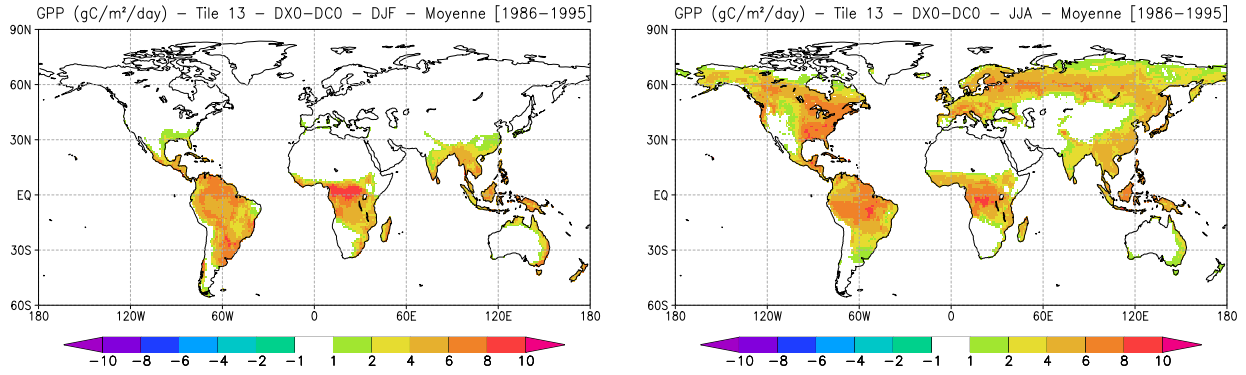


FIG. 3.8 – Différences de GPP ($gCm^{-2}jour^{-1}$) simulées par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress en réponse à un doublement de concentration atmosphérique en CO_2 , pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) avec le forçage atmosphérique de la période 1986-1995.

3.3.2 Impact de la concentration en azote foliaire

Sur continent, l'azote est un nutriment limitant de la croissance des plantes, et sa disponibilité pourrait être un facteur déterminant dans la réponse de la végétation au changement global. La disponibilité en azote peut varier sous l'effet de différents processus au cours des prochaines décennies : la déposition d'azote due aux activités anthropiques, l'augmentation de la minéralisation aux hautes latitudes, liée à l'augmentation de température, ou encore la limitation en nutriments sous l'effet de la fertilisation en CO_2 .

Type de végétation	SLA (350 ppm)	N_L (350 ppm)	SLA (700 ppm)	N_L (700 ppm)
Cultures C_3	14.8	1.3	13.	0.8
Cultures C_4	10.3	1.9	9.	1.7
Herbacées tempérées C_3	14.	1.3	12.3	1.
Herbacées tropicales C_4	5.7	1.3	5.	1.2
Conifères	13.3	2.8	11.7	2.5
Feuillus persistants	14.6	2.5	12.9	2.1
Feuillus décidus	12.2	2.	10.7	1.7

TAB. 3.2 – Valeurs de SLA ($m^2 kg^{-1}$) et d'azote foliaire (%) utilisées pour les types de végétation d'ISBA- $A-g_s$ à 350 ppm et 700 ppm. Les valeurs à 350 ppm sont issues du tableau 2 de l'annexe A ; les valeurs à 700 ppm sont obtenues en appliquant une réduction du SLA de 13%, observée lors d'un doublement de la concentration de CO_2 atmosphérique.

ISBA- $A-g_s$ ne simule pas le cycle de l'azote, mais la concentration en azote des feuilles

est prise en compte pour calculer l'indice de surface foliaire, via le SLA, le rapport entre la surface et la masse foliaire. Une diminution de la concentration en azote foliaire est communément observée lors de l'augmentation de la concentration de CO_2 (Körner, 2000). Yin (2002) obtient une réduction moyenne de la concentration en azote foliaire de 11 à 13% à partir d'une méta-analyse de 62 observations. De même, Poorter et Navas (2003) font état d'une réduction moyenne du SLA de 13% pour 70 espèces, dans les expériences de doublement du CO_2 atmosphérique. Une expérience de sensibilité est réalisée pour tenir compte de cet effet. L'expérience DN2 est semblable à DX0, mais le SLA est diminué de 13%, simultanément au doublement de concentration du CO_2 atmosphérique (tableau 3.1). Les valeurs de SLA utilisées dans les deux expériences, ainsi que les valeurs de N_L correspondantes, sont indiquées dans le tableau 3.2 pour les différents types de végétation.

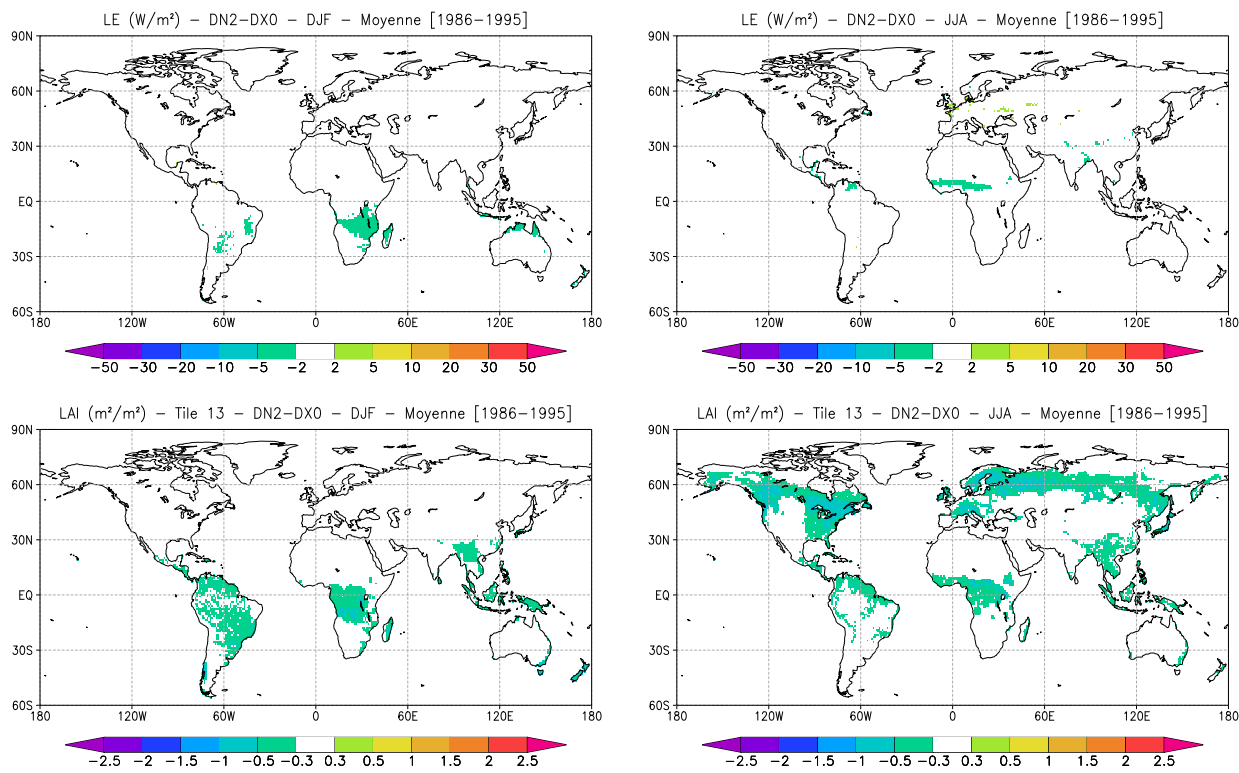


FIG. 3.9 – Différences de flux de chaleur latente (Wm^{-2}) (haut) et de LAI (m^2m^{-2}) (bas), simulées par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress en réponse à une diminution de 13% du SLA, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) avec le forçage atmosphérique de la période 1986-1995.

La diminution de SLA se traduit mécaniquement par une diminution du LAI, de l'ordre de $0.5\text{m}^2\text{m}^{-2}$ sur de nombreuses régions (figure 3.9). Cette variation du LAI s'accompagne d'un impact assez faible sur le flux d'évaporation dans des régions très limitées (la moyenne globale du flux de chaleur latente passe de 33.3Wm^{-2} pour DX0 à 33Wm^{-2} pour DN2).

La diminution de la concentration en azote foliaire atténue donc l'augmentation de LAI, et renforce légèrement la diminution de l'évaporation, mais ses effets sont beaucoup plus faibles que ceux liés au doublement de CO_2 . De même, la GPP est très faiblement modifiée par la diminution de N_L , avec une moyenne globale qui passe de 263 PgC/an dans DX0 à 259 PgC/an dans DN2.

3.3.3 Réponse au changement climatique

L'accumulation de carbone dans l'atmosphère est la principale cause de l'effet de serre additionnel qui a entraîné un réchauffement global moyen de 0.6°C au cours du XX^e siècle. D'ici la fin du XXI^e siècle, les modèles climatiques prévoient un réchauffement de 1.4 à 5.8°C , suivant le scénario d'émissions et le modèle utilisés (Houghton *et al.*, 2001).

Dans cette section, une nouvelle expérience de sensibilité DX2 est réalisée, utilisant une concentration atmosphérique en CO_2 de 700 *ppm* et les valeurs modifiées de concentration en azote foliaire du tableau 3.2 (comme la simulation DN2), et un forçage atmosphérique prévu pour la fin du XXI^e siècle. Ce forçage atmosphérique est issu d'un scénario climatique simulé par CNRM-CM3, le modèle couplé océan-atmosphère du CNRM (Salas *et al.*, 2005), avec les concentrations en CO_2 du scénario d'émissions A1B. Ce scénario d'émissions fait partie d'une famille de scénarios basés sur une croissance économique très rapide, un maximum de la population mondiale au milieu du XXI^e siècle, et l'apparition rapide de nouvelles technologies. Il suppose un équilibre dans l'utilisation des différentes sources d'énergies, fossiles et non fossiles. C'est un scénario intermédiaire entre les scénarios B1, plus optimiste du point de vue de l'évolution des concentrations, et A2, plus pessimiste, les deux autres scénarios privilégiés dans le quatrième rapport de l'IPCC (IPCC, 2007). La concentration atmosphérique en CO_2 y est approximativement de 700 *ppm* à la fin du XXI^e siècle. Pour éliminer le biais du modèle climatique sur le XX^e siècle, le forçage pour la période 2086-2095 est obtenu en ajoutant une fonction de l'anomalie moyenne simulée par CNRM-CM3, entre les périodes 2071-2100 et 1971-2000, au forçage GSWP-2 de la période 1986-1995.

$$F_{CC}(t) = F_{GSWP2}(t) + g_{CC}(\overline{\Delta_{CC}F}(m)) \quad (3.1)$$

où $F_{CC}(t)$ est une variable du forçage atmosphérique à l'échéance t à partir du 1^{er} janvier 2086, $F_{GSWP2}(t)$ est la variable correspondante du forçage GSWP-2 à l'échéance t à partir du 1^{er} janvier 1986, g_{CC} est une fonction qui dépend de la variable considérée, explicitée ci-dessous, et $\overline{\Delta_{CC}F}(m)$ est la différence entre $\overline{F}_{2071-2100}(m)$, la moyenne mensuelle de la variable simulée par CNRM-CM3 pour le mois m et la période 2071-2100, et $\overline{F}_{1971-2000}(m)$, la moyenne mensuelle de la variable simulée par CNRM-CM3 pour le mois

m et la période 1971-2000.

$$\overline{\Delta_{CC}F}(m) = \overline{F}_{2071-2100}(m) - \overline{F}_{1971-2000}(m) \quad (3.2)$$

La température de l'air est simplement obtenue en ajoutant l'anomalie moyenne :

$$T_{air,CC}(t) = T_{air,GSWP2}(t) + \overline{\Delta_{CC}T_{air}}(m) \quad (3.3)$$

Le rayonnement infrarouge incident est modifié pour tenir compte du réchauffement de l'atmosphère :

$$LW_{down,CC}(t) = LW_{down,GSWP2}(t) \left(1 + \frac{\overline{\Delta_{CC}LW_{down}}(m)}{\overline{LW}_{down,1971-2000}(m)}\right) \quad (3.4)$$

De même, les précipitations sont modifiées en ajoutant l'anomalie relative :

$$Prec_{CC}(t) = Prec_{GSWP2}(t) \left(1 + \frac{\overline{\Delta_{CC}Prec}(m)}{\overline{Prec}_{1971-2000}(m)}\right) \quad (3.5)$$

La répartition entre les précipitations liquides et solides est ensuite effectuée suivant la température. La fraction de pluie est nulle en dessous de -2°C , elle vaut 1 au-dessus de 0°C , et varie linéairement entre ces deux températures :

$$\begin{aligned} f_{Rainf,CC}(t) &= 0, & T_{air,CC}(t) &\leq 271.16K \\ f_{Rainf,CC}(t) &= \frac{1}{2}(T_{air,CC}(t) - 271.16), & 271.16K &\leq T_{air,CC}(t) \leq 273.16K \\ f_{Rainf,CC}(t) &= 1, & T_{air,CC}(t) &\geq 273.16K \end{aligned} \quad (3.6)$$

$$\begin{aligned} Rainf_{CC}(t) &= f_{Rainf,CC}(t)Prec_{CC}(t) \\ Snowf_{CC}(t) &= (1 - f_{Rainf,CC}(t))Prec_{CC}(t) \end{aligned} \quad (3.7)$$

L'humidité spécifique de l'air est transformée afin de conserver la valeur d'humidité relative de GSWP-2 :

$$Q_{air,CC}(t) = Q_{air,GSWP2}(t) \frac{Q_{sat,CC}(t)}{Q_{sat,GSWP2}(t)} \quad (3.8)$$

Le vent $Wind$, le rayonnement solaire incident SW_{down} , et la pression de surface P_{surf} sont inchangés. Par construction, le nouveau forçage a une variabilité identique à celle du forçage GSWP-2.

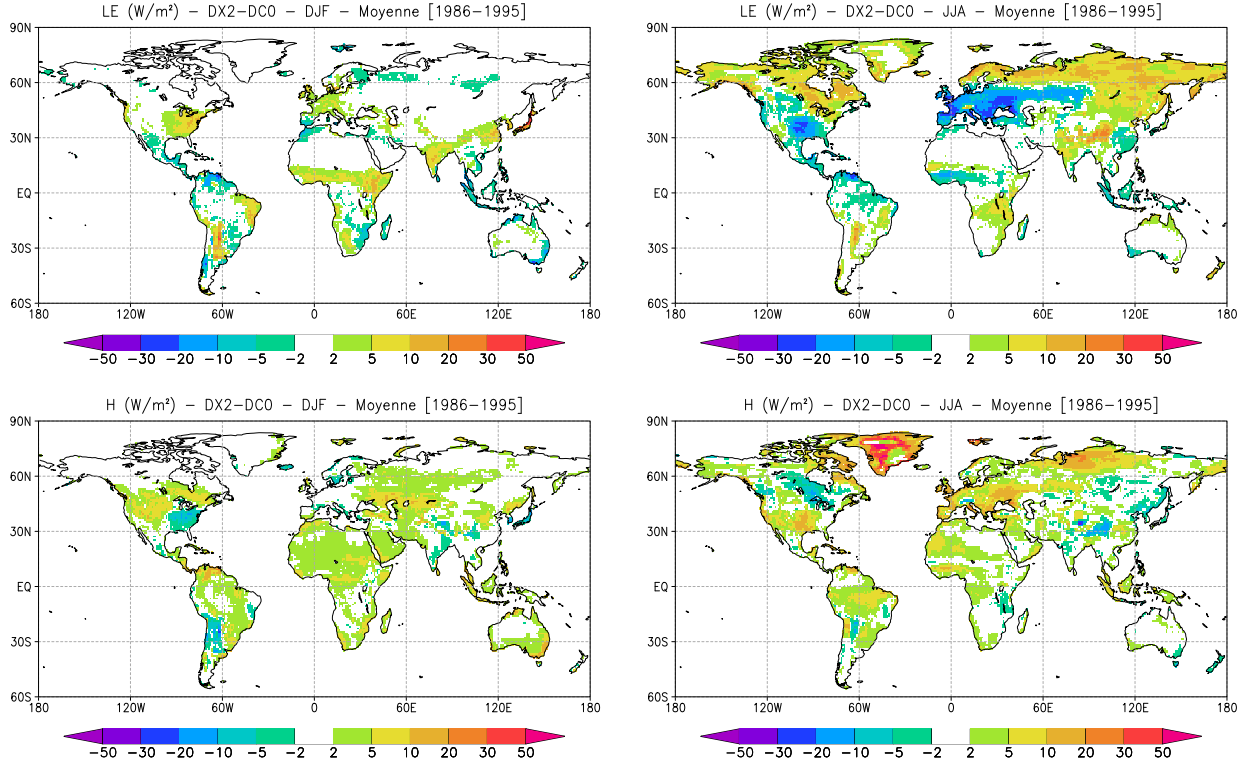


FIG. 3.10 – Différences de flux de chaleur latente (Wm^{-2}) (haut) et de flux de chaleur sensible (Wm^{-2}) (bas), simulées par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress en réponse au changement global entre les périodes 2086-2095 et 1986-1995, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite).

La figure 3.10 montre les différences de flux turbulents entre les expériences DX2 et DC0. Globalement, la somme des flux turbulents augmente. La variation de $H + LE$ est positive presque partout en hiver boréal. En été, elle présente les mêmes caractéristiques que la variation de LE , avec une anomalie positive aux hautes latitudes, et une anomalie négative sur l'Europe; elle est légèrement positive dans la région intertropicale à cause de l'augmentation de H .

Les anomalies de flux de chaleur latente entre DX2 et DC0 sont très différentes de celles obtenues entre DX0 (ou DN2) et DC0 (section 3.3.1 et 3.3.2). Le flux de chaleur latente annuel augmente en moyenne globale, passant de $34.2 Wm^{-2}$ à $35.2 Wm^{-2}$. Les différences dans le flux d'évaporation sont ici dues aux trois composantes du flux d'évaporation, sous l'effet du changement du forçage climatique. En été, les trois flux contribuent à l'augmentation de l'évaporation aux hautes latitudes et à la diminution sur l'Europe et les Etats-Unis. L'augmentation de la température de l'air et des précipitations (voir annexe C.2, figure C.4) entraîne directement l'augmentation du flux de transpiration aux

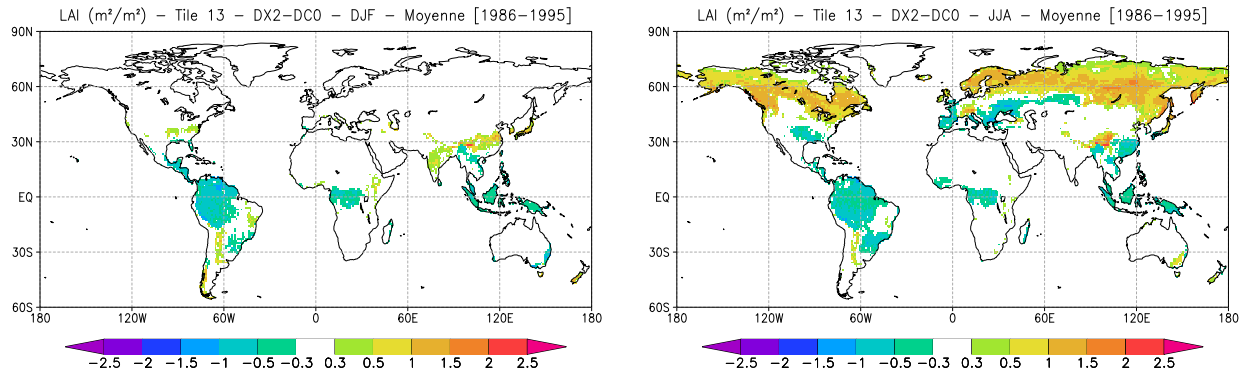


FIG. 3.11 – Différences de LAI (m^2m^{-2}) simulées par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress en réponse au changement global entre les périodes 2086-2095 et 1986-1995, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite).

hautes latitudes en favorisant la photosynthèse, et indirectement, via leur impact sur l'indice foliaire (figure 3.11). La forte diminution du flux de chaleur latente en Europe et sur l'Est des Etats-Unis en été, est due à l'assèchement du réservoir profond du sol, lui-même causé par la diminution des précipitations, et par le démarrage plus précoce de la végétation, induit par les températures plus chaudes. Cet effet climatique s'ajoute à l'effet physiologique de fermeture des stomates dans une atmosphère enrichie en CO_2 (figure 3.6). La diminution du flux de transpiration est renforcée par les variations de l'évaporation de la canopée, dues aux changements de LAI, ainsi que par celles de l'évaporation du sol nu, dues à la baisse des précipitations. Dans les régions intertropicales, l'effet anti-transpirant du CO_2 s'oppose à l'effet climatique jusqu'à faire diminuer la transpiration sur certaines zones. L'augmentation de l'évaporation du sol nu, liée aux changements de température et de précipitations, vient en partie contrebalancer la transpiration dans ces régions.

Les impacts du changement global, simulés par ISBA- $A-g_s$ sur le flux de chaleur latente et le LAI, sont dus en grande partie au changement climatique. Pour cette raison, ils ne sont pas directement comparables à ceux obtenus par d'autres études de changement global, dont le forçage climatique est différent. Par exemple, les anomalies de LAI simulées entre DX2 et DC0 (figure 3.11) sont très différentes de celles obtenues par Kergoat *et al.* (2002), qui simulent une augmentation généralisée du LAI sur tout le globe dans une expérience de sensibilité équivalente. La réponse obtenue par Betts *et al.* (1997) est plus contrastée, mais les structures des anomalies correspondent aux changements de précipitations simulés par le modèle d'atmosphère du Hadley Centre, et ne ressemblent pas à celles de cette étude, avec notamment une augmentation du LAI en Europe et sur les zones de forêts tropicales. Afin de comparer les résultats d'ISBA- $A-g_s$ avec ceux de Kergoat *et al.* (2002), une simulation intermédiaire DM0 a été réalisée, identique à DC0 mais avec le forçage atmosphérique de changement climatique pour la période 2086-2095.

La différence entre DM0 et DC0 quantifie l'effet radiatif du doublement de CO_2 (via le changement climatique), tandis que la différence entre DX2 et DM0 représente l'effet direct de la réponse de la végétation au changement de CO_2 (physiologique et structurel). En moyenne globale, l'écart entre DX2 et DM0 est de $0.3\text{m}^2\text{m}^{-2}$ pour le maximum annuel de LAI, et de -0.04mm/jour pour le flux d'évaporation. ISBA- $A-g_s$ simule donc une augmentation du LAI et une diminution de l'évaporation, comme Kergoat *et al.* (2002). De plus, ces valeurs sont comparables à celles obtenues par ces auteurs.

La GPP augmente partout sur le globe en réponse au changement global, avec une intensité et une distribution spatiale très similaires à celles de la figure 3.8. La moyenne annuelle globale est de 254PgC/an pour DX2, au lieu de 166PgC/an pour DC0 (voir chapitre 2). Cette forte augmentation est principalement due à l'effet fertilisant du CO_2 . En effet, la GPP est modifiée par le changement climatique, suivant une répartition géographique semblable à celle du flux de chaleur latente, mais cet effet est négligeable devant l'impact du doublement de CO_2 . Une augmentation de 88PgC/an peut paraître très forte par rapport aux prévisions de variations de quantité de carbone échangée par les écosystèmes terrestres (NEE), qui est de l'ordre de quelques PgC/an d'après Cramer *et al.* (2001), et qui peut même être négative en mode couplé climat-carbone (Friedlingstein *et al.*, 2006). Une grande partie de la production primaire brute supplémentaire simulée par ISBA- $A-g_s$ vient en fait de l'augmentation de la respiration à l'obscurité, R_d sous l'effet du doublement du CO_2 (dans ISBA- $A-g_s$, la GPP correspond à la somme des deux flux A_n et R_d , voir chapitre 1, équations 1.15 et 1.22). L'assimilation nette, A_n , augmente en fait de 36PgC/an , et une partie de ce carbone supplémentaire serait perdu par les autres termes de la respiration autotrophe et par la respiration hétérotrophe, si le modèle simulait toutes ces composantes. Cette limitation est une des motivations pour développer la nouvelle option ISBA-CC dans le cadre de cette thèse (voir chapitre 4).

3.4 Discussion

Au cours de ce chapitre, plusieurs simulations ont été analysées pour évaluer la sensibilité du modèle à l'option utilisée, ainsi qu'aux différents forçages susceptibles d'évoluer d'ici la fin du XXI^e siècle. Dans cette section, les différents impacts sont comparés entre eux, et sont confrontés à différentes sources d'incertitude.

3.4.1 Comparaison des réponses aux différents forçages

Les écarts de flux turbulents, simulés par le modèle en réponse à un doublement de concentration en CO_2 , au changement de concentration en azote foliaire associé, et au

changement climatique simulé pour la fin du XXI^e siècle, sont pilotés au premier ordre par le forçage climatique. En particulier, la forte augmentation de l'évaporation en été aux hautes latitudes est due à l'augmentation de température, et la forte diminution aux latitudes tempérées en Europe et aux Etats-Unis est due au déficit marqué de précipitations. Dans la zone intertropicale, l'effet du changement climatique est atténué, voire contrebalancé, par la diminution de la conductance stomatique due à l'augmentation de CO₂. En effet, le doublement de CO₂ tend à diminuer l'évaporation malgré l'augmentation du LAI, à cause de l'effet anti-transpirant créé par la fermeture des stomates. Inversement, les impacts du changement global sur la production primaire brute sont dominés par l'effet fertilisant du doublement de la concentration en CO₂.

Les impacts des changements globaux sur le flux d'évaporation sont du même ordre de grandeur que la variabilité inter-annuelle dans les régions équatoriales et tropicales, et peuvent atteindre des valeurs largement supérieures aux variations annuelles dans certaines zones des régions tempérées et aux hautes latitudes.

L'option du modèle a un impact important sur les flux turbulents. Les différences entre ISBA- $A-g_s$ et ISBA-standard sont généralement inférieures à un écart-type aux latitudes tempérées, mais elles sont de même amplitude, voire supérieures, aux hautes latitudes et sous les Tropiques, notamment à cause des écarts dans les valeurs des paramètres du modèle déterminant l'intensité de la résistance stomatique. De même, l'impact du changement d'option n'est pas négligeable devant la sensibilité du modèle au changement global. Cependant, la réponse au changement climatique semble robuste : l'impact du changement de forçage climatique sur les flux turbulents, simulé par ISBA- $A-g_s$, est similaire à celui simulé par ISBA-standard (non montré).

3.4.2 Sensibilité à la stratégie de réponse au stress hydrique du sol

Le modèle ISBA- $A-g_s$ distingue deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol (voir chapitre 1). Lors des études précédentes avec ISBA- $A-g_s$, la stratégie n'a pu être déterminée que pour quelques espèces. La généralisation pour un type de végétation à l'échelle globale est une hypothèse forte, et plutôt que de faire un choix a priori, l'impact du choix de la stratégie est évalué dans cette section. Dans les expériences de sensibilité précédentes, seules des simulations utilisant la stratégie d'évitement du stress pour tous les types de végétation ont été analysées. Une nouvelle simulation, OC0, a été réalisée, similaire à DC0, mais utilisant la stratégie de tolérance au stress pour tous les types de végétation.

La figure 3.12 montre la différence entre les flux de chaleur latente simulés par ISBA-

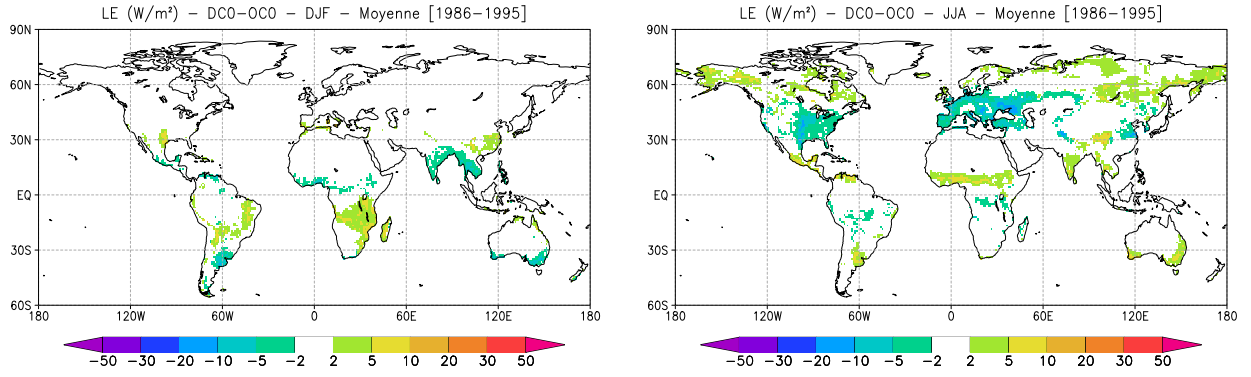


FIG. 3.12 – Différences de flux de chaleur latente (Wm^{-2}) entre la stratégie d'évitement du stress et la stratégie de tolérance au stress d'ISBA- $A-g_s$, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) sur la période 1986-1995.

$A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress et la stratégie de tolérance au stress. Les différences entre les deux options sont relativement faibles : elles sont généralement inférieures à $5Wm^{-2}$. Elles se traduisent par une moyenne annuelle globale légèrement plus forte avec la stratégie d'évitement du stress ($34.2Wm^{-2}$) qu'avec la stratégie de tolérance au stress ($34Wm^{-2}$). Cependant, elles montrent des structures cohérentes, avec une diminution de l'évaporation sur l'Europe et l'Est des Etats-Unis, et une augmentation aux hautes latitudes et dans la zone intertropicale en été.

Les différences de flux de chaleur latente sont essentiellement pilotées par les différences entre les LAI simulés par les deux stratégies d'ISBA- $A-g_s$. Pour la saison DJF, les structures de changement de flux de chaleur latente et de LAI sont quasiment identiques (figures 3.12 et 3.13). En été, l'augmentation de l'évaporation est aussi systématiquement associée à une augmentation de l'indice foliaire. Sur l'Europe, l'évaporation diminue sur tout le domaine, alors que la différence entre les LAI simulés présente une structure bipolaire, avec une augmentation au Nord-Est et une diminution au Sud-Ouest. Ce comportement sur le Nord-Est de l'Europe est dû à une rétroaction entre l'évaporation et le contenu en eau du sol : l'évaporation est limitée par la diminution de l'eau du sol, qui s'oppose à l'augmentation du LAI (figure 3.13). Cette diminution de l'eau dans le sol en été est elle-même causée par une évaporation plus importante au printemps, due à un démarrage plus précoce de la végétation avec la stratégie d'évitement du stress. Sur cette zone, ce sont les variations de l'eau du sol qui pilotent les variations du flux de chaleur latente, et non l'inverse comme sur le reste du globe. La stratégie d'évitement du stress permet d'augmenter l'efficacité d'utilisation de l'eau, c'est-à-dire le ratio entre le flux d'assimilation nette et le flux de transpiration, lors d'un stress hydrique modéré. Elle favorise le démarrage et la croissance de la végétation par rapport à la stratégie de tolérance au stress, mais entraîne souvent un épuisement plus rapide du contenu en eau du sol, et une

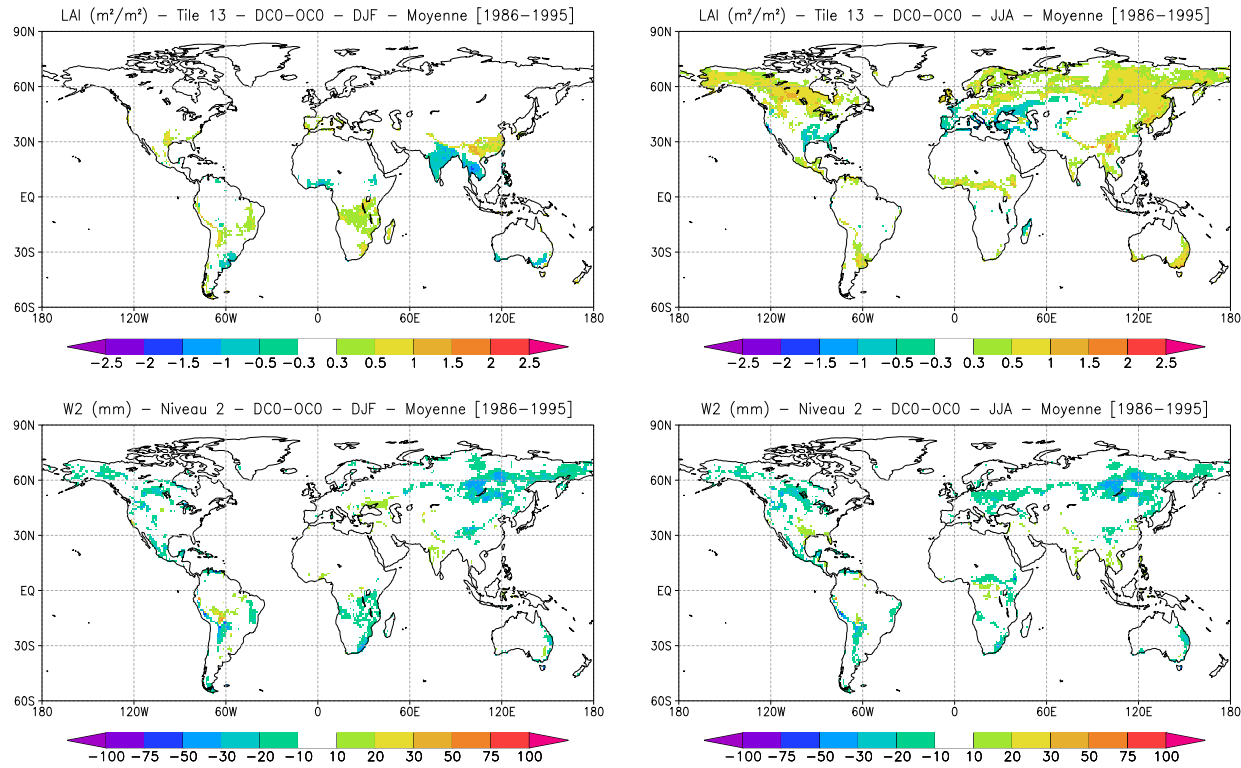


FIG. 3.13 – Différences de LAI (m^2m^{-2}) (haut) et de contenu en eau du sol du réservoir profond (mm) (bas) entre la stratégie d'évitement du stress et la stratégie de tolérance au stress d'ISBA-A- g_s , pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) sur la période 1986-1995.

sénescence plus précoce.

Les différences de flux de chaleur latente entre DC0 et OC0 sont moins étendues et généralement moins marquées que celles simulées lors du changement d'option d'ISBA (entre ISBA-A- g_s et ISBA-standard). D'autre part, la sensibilité à la stratégie de réponse au stress hydrique du sol est faible devant les anomalies de flux de chaleur latente simulées par ISBA-A- g_s en réponse au changement global aux latitudes extratropicales. De plus, une simulation de changement global OX2, similaire à DX2 mais avec la stratégie de tolérance au stress, a été réalisée, et les impacts simulés avec les deux stratégies sont très similaires pour le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible (non montré). La réponse du LAI est légèrement différente : avec la stratégie de tolérance au stress, le LAI augmente partout aux latitudes extratropicales de l'hémisphère Nord en été, même sur l'Europe, mettant en évidence le comportement opposé des deux stratégies lors d'un stress hydrique fort. Comme en climat présent, le flux d'évaporation est piloté par l'eau du sol dans cette région et la réponse opposée du LAI ne se traduit pas par une modification de la réponse du flux d'évaporation.

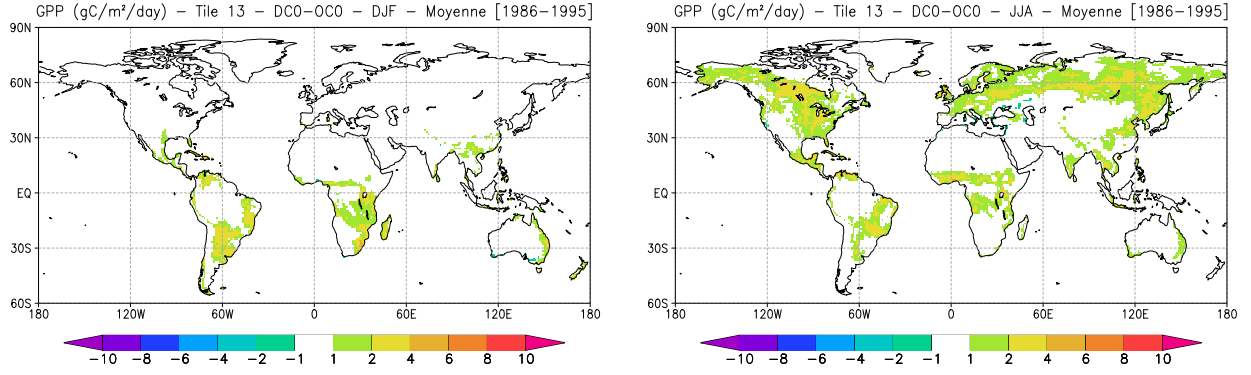


FIG. 3.14 – Différences de GPP ($gCm^{-2}jour^{-1}$) entre la stratégie d'évitement du stress et la stratégie de tolérance au stress d'ISBA- $A-g_s$, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) sur la période 1986-1995.

La figure 3.14 montre l'impact de la stratégie sur la production primaire brute simulée par ISBA- $A-g_s$. La GPP est systématiquement plus forte avec la stratégie d'évitement du stress, grâce à la meilleure efficacité d'utilisation de l'eau avec cette stratégie. La GPP moyenne globale est de $141 PgC/an$ pour OC0, c'est à dire plus proche de l'estimation de $120 PgC/an$ de Houghton *et al.* (2001) que celle obtenue avec DC0 ($166 PgC/an$). L'impact du changement de stratégie sur la GPP simulée est non négligeable par rapport à la GPP totale simulée (voir la figure 2.1 du chapitre 2), notamment aux latitudes tempérées. Cependant, comme pour le flux de chaleur latente, la réponse au changement global obtenue avec la stratégie de tolérance au stress a une amplitude beaucoup plus marquée que l'impact du changement de stratégie, et elle est très proche de celle obtenue avec la stratégie d'évitement du stress (voir figure 3.8).

3.4.3 Incertitudes sur les estimations des flux turbulents

Il n'existe pas de jeu de données de flux turbulents mesurés à l'échelle globale. Les ré-analyses ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005) et NCEP-2 (Kanamitsu *et al.*, 2002) proposent toutefois des données de flux simulés sur la période du forçage atmosphérique GSWP-2. Ces flux sont calculés par un modèle atmosphérique, en assimilant des données observées, afin de produire un état de l'atmosphère le plus proche possible des observations. Cependant, les flux simulés sont dépendants du modèle utilisé, et en particulier, du modèle de surface continentale pour les flux terrestres. La ré-analyse ERA-40 a été produite avec le modèle IFS (Integrated Forecasting System) du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT, ou ECMWF en anglais), et la ré-analyse NCEP-2 a été réalisée par le NCEP (National Centers for Environmental Predictions) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

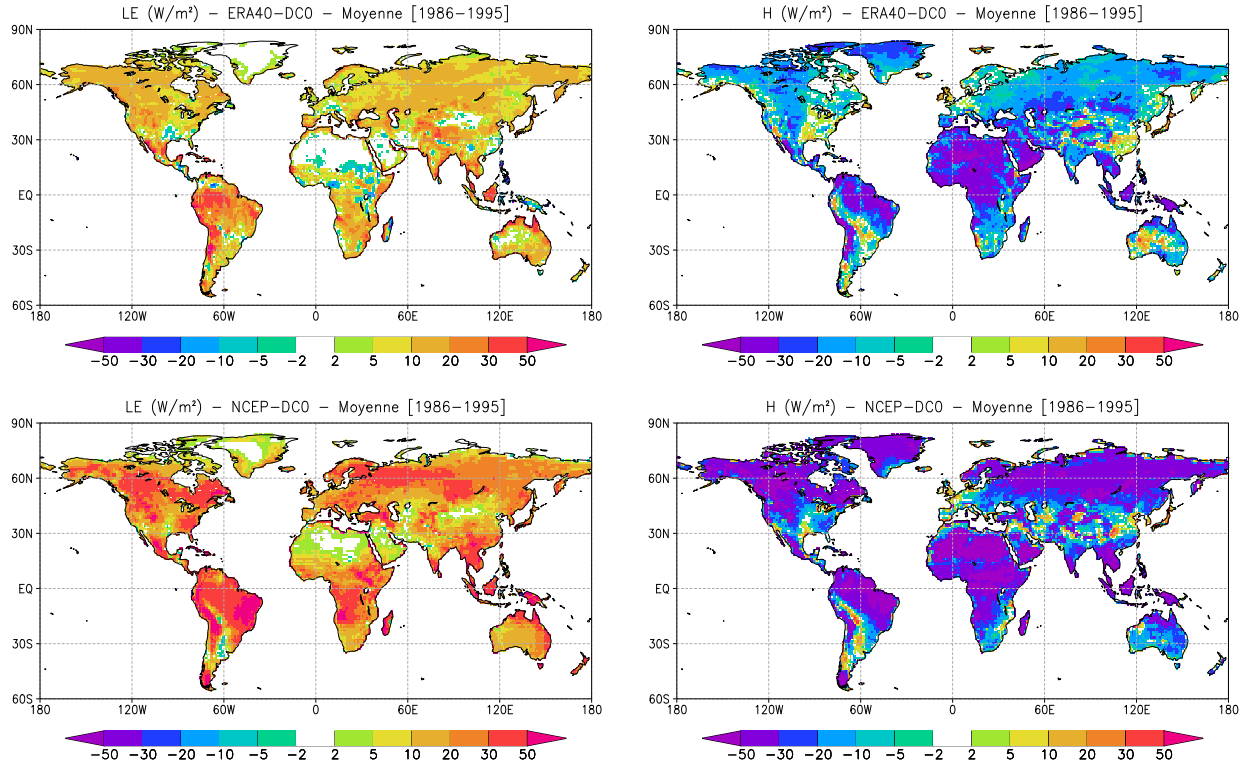


FIG. 3.15 – Différences de flux de chaleur latente (Wm^{-2}) (à gauche) et de flux de chaleur sensible (Wm^{-2}) (à droite) entre la ré-analyse ERA-40 (en haut) ou la ré-analyse NCEP-2 (en bas) et ISBA- $A-g_s$ (stratégie d'évitement du stress) en moyenne annuelle sur la période 1986-1995.

La figure 3.15 montre les différences annuelles moyennes entre les flux turbulents des ré-analyses ERA-40 d'une part, et NCEP-2 d'autre part, et la simulation DC0. Le modèle simule un flux de chaleur latente plus faible qu'ERA-40, et la différence est supérieure à $10 Wm^{-2}$ sur presque tout le globe. Inversement, le flux de chaleur sensible moyen d'ISBA- $A-g_s$ est supérieur à celui d'ERA-40. Les écarts sont encore plus importants entre la ré-analyse NCEP-2 et ISBA- $A-g_s$. De plus, les écarts entre les deux jeux de ré-analyses sont supérieurs à $30 Wm^{-2}$, en valeur absolue, sur de nombreuses régions continentales. L'impact du changement d'option d'ISBA et celui des changements globaux sont donc d'amplitude inférieure à l'incertitude existant sur l'estimation des flux turbulents par les ré-analyses.

3.4.4 Incertitudes liées aux modèles de surface

Les flux turbulents des ré-analyses ERA-40 et NCEP-2 sont des résultats de modèles atmosphériques. Les écarts entre les deux jeux résultent des différences entre les schémas de surface continentale utilisés, mais aussi des différences de toutes les paramétrisations physiques dans les deux modèles atmosphériques. Afin d'évaluer l'incertitude associée aux modèles de surface, les simulations de 14 modèles de l'état de l'art (Bucket, CLM2-TOP, HY-SSiB, ISBA, LaD, MOSES-2, MosLIS, NOAH, NSIPP-Catchment, ORCHIDEE, SSiB-COLA, SWAP, SiBUC et VISA) ont été extraites de la base de données de GSWP-2 (<http://haneda.tkl.iis.u-tokyo.ac.jp/gswp2/>). Tous ces modèles utilisent le même forçage atmosphérique, celui de l'expérience de base B0 de l'exercice d'inter-comparaison (voir chapitre 2).

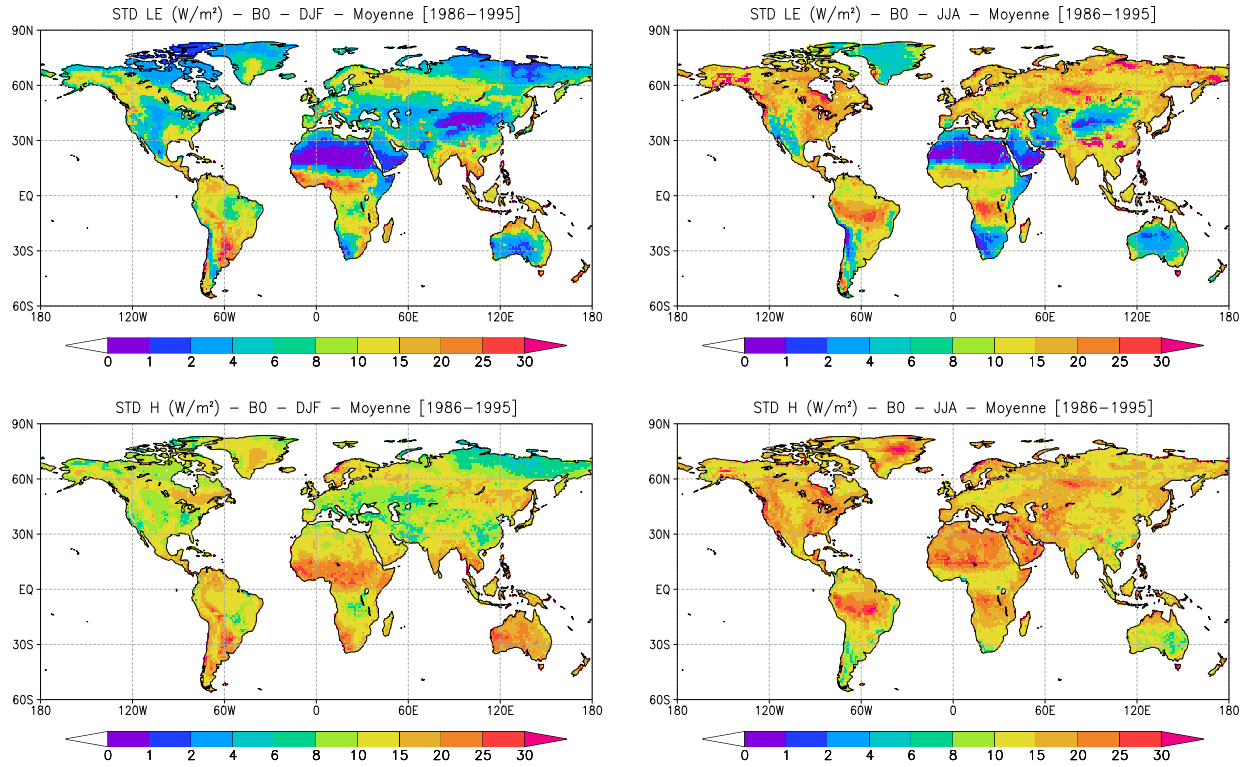


FIG. 3.16 – Écart-type du flux de chaleur latente (Wm^{-2}) (haut) et du flux de chaleur sensible (Wm^{-2}) (bas), calculés à partir des simulations de 14 modèles de surface de l'exercice d'inter-comparaison GSWP-2 (expérience B0) pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite) sur la période 1986-1995.

La figure 3.16 montre l'écart-type saisonnier calculé entre ces 14 simulations. L'écart-type du flux de chaleur latente entre les modèles présente de fortes valeurs, non seulement dans les zones de forte variabilité temporelle des flux, mais aussi dans des zones

où les variations inter-annuelles sont plus faibles (voir figure 3.4). L'écart-type du flux de chaleur sensible est encore plus important, en particulier sur les zones arides. Ces résultats montrent que la sensibilité du modèle ISBA au changement de paramétrisation de la conductance stomatique, et la réponse d'ISBA- $A-g_s$ au changement global, sont inférieures à l'incertitude liée aux modèles de surface en ce qui concerne les flux turbulents.

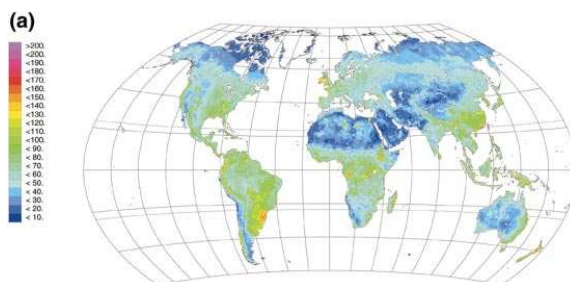


FIG. 3.17 – Distribution spatiale de l'écart-type de la NPP annuelle ($gC m^{-2}$) simulée par 17 modèles de carbone terrestre (Cramer *et al.*, 1999).

L'incertitude sur le flux de carbone liée aux modèles peut être estimée d'après l'étude de Cramer *et al.* (1999). Les auteurs ont comparé la production primaire nette (NPP) simulée par 17 modèles de carbone terrestre pour des conditions climatiques actuelles. Les estimations vont de $39.9 Pgc/an$ à $80.5 Pgc/an$ suivant les modèles. En éliminant les deux modèles les plus extrêmes, l'écart entre les modèles les plus éloignés reste de $22 Pgc/an$. La moyenne des valeurs annuelles simulées est de $55 Pgc/an$, avec un écart-type de $11 Pgc/an$, pour une valeur moyenne de NPP globale estimée à $60 Pgc/an$ (Houghton *et al.*, 2001). La figure 3.17 montre la distribution spatiale de l'écart-type entre les modèles. L'incertitude la plus forte se situe dans les zones de forte productivité, dans la zone intertropicale et aux latitudes tempérées, mais elle est relativement faible par rapport à la NPP de ces zones (environ 15%). La GPP n'étant pas calculée par tous les modèles participant à cet exercice, l'incertitude inter-modèles ne peut pas être estimée pour ce flux. Elle est vraisemblablement plus forte que l'incertitude sur la NPP, car les modèles sont généralement réglés pour simuler une NPP ou une NEE réalistes.

3.4.5 Incertitudes liées au forçage climatique

Une des perspectives des travaux effectués au cours de ma thèse est d'utiliser ISBA- $A-g_s$ dans le modèle de circulation générale ARPEGE-Climat (Gibelin et Déqué, 2003), à la place d'ISBA-standard. Les expériences de sensibilité réalisées jusqu'ici en climat actuel utilisent un forçage atmosphérique basé sur des données observées. Or la paramétrisation de la conductance stomatique d'ISBA- $A-g_s$ peut être sensible à la qualité du forçage, car

les facteurs climatiques interagissent de manière complexe (chapitre 1). De plus, cette sensibilité peut être amplifiée par la simulation interactive du LAI. Le réalisme du LAI simulé dépend en effet directement de celui des variables atmosphériques, en particulier de la température de l'air, des précipitations, et du rayonnement solaire descendant.

L'expérience de sensibilité DM1 a pour but d'évaluer le comportement du modèle, forcé par les variables atmosphériques simulées par CNRM-CM3 pour la période actuelle (Salas *et al.*, 2005). Les conditions de l'expérience sont identiques à celles de DC0, en dehors du forçage atmosphérique, dont la climatologie sur la période 1986-1995 est identique à celle de CNRM-CM3 sur la période 1971-2000 (tableau 3.1). Ce nouveau forçage est obtenu en transformant la climatologie du forçage initial par la méthode suivante (la variabilité est inchangée) :

$$F_{BC}(t) = F_{GSWP2}(t) + g_{BC}(\overline{\Delta_{BC}F}(m)) \quad (3.9)$$

où $F_{BC}(t)$ est une variable du nouveau forçage atmosphérique à l'échéance t à partir du 1^{er} janvier 1986, $F_{GSWP2}(t)$ est la variable correspondante du forçage GSWP-2 à l'échéance t à partir du 1^{er} janvier 1986, g_{BC} est une fonction qui dépend de la variable considérée, explicitée ci-dessous, et $\overline{\Delta_{BC}F}(m)$ est la différence entre $\overline{F}_{1971-2000}(m)$, la moyenne mensuelle de la variable simulée par CNRM-CM3 pour le mois m et la période 1971-2000, et $\overline{F}_{GSWP2}(m)$, la moyenne mensuelle de la variable de GSWP-2 pour le mois m et la période 1986-1995.

$$\overline{\Delta_{BC}F}(m) = \overline{F}_{1971-2000}(m) - \overline{F}_{GSWP2}(m) \quad (3.10)$$

La température de l'air est simplement obtenue en ajoutant le biais moyen :

$$T_{air,BC}(t) = T_{air,GSWP2}(t) + \overline{\Delta_{BC}T_{air}}(m) \quad (3.11)$$

La plupart des variables sont transformées suivant le biais relatif :

$$SW_{down,BC}(t) = SW_{down,GSWP2}(t) \left(1 + \frac{\overline{\Delta_{BC}SW_{down}}(m)}{\overline{SW}_{down,GSWP2}(m)}\right) \quad (3.12)$$

$$LW_{down,BC}(t) = LW_{down,GSWP2}(t) \left(1 + \frac{\overline{\Delta_{BC}LW_{down}}(m)}{\overline{LW}_{down,GSWP2}(m)}\right) \quad (3.13)$$

$$Wind_{BC}(t) = Wind_{GSWP2}(t) \left(1 + \frac{\overline{\Delta_{BC}Wind}}{\overline{Wind}_{GSWP2}(m)}\right) \quad (3.14)$$

$$Q_{air,BC}(t) = Q_{air,GSWP2}(t) \left(1 + \frac{\overline{\Delta_{BC}Q_{air}(m)}}{\overline{Q_{air,GSWP2}(m)}}\right) \quad (3.15)$$

L'humidité spécifique de l'air est limitée par la valeur d'humidité spécifique à saturation :

$$Q_{air,BC}(t) \leq Q_{sat,BC}(t) \quad (3.16)$$

$$Prec_{BC}(t) = Prec_{GSWP2}(t) \left(1 + \frac{\overline{\Delta_{BC}Prec(m)}}{\overline{Prec_{GSWP2}(m)}}\right) \quad (3.17)$$

La répartition entre les précipitations liquides et solides est ensuite effectuée suivant la température. La fraction de pluie est nulle en dessous de -2°C , elle vaut 1 au-dessus de 0°C , et varie linéairement entre ces deux températures :

$$\begin{aligned} f_{Rainf,BC}(t) &= 0, & T_{air,CC}(t) &\leq 271.16K \\ f_{Rainf,BC}(t) &= \frac{1}{2}(T_{air,CC}(t) - 271.16), & 271.16K &\leq T_{air,CC}(t) \leq 273.16K \\ f_{Rainf,BC}(t) &= 1, & T_{air,CC}(t) &\geq 273.16K \end{aligned} \quad (3.18)$$

$$\begin{aligned} Rainf_{BC}(t) &= f_{Rainf,BC}(t)Prec_{BC}(t) \\ Snowf_{BC}(t) &= (1 - f_{Rainf,BC}(t))Prec_{BC}(t) \end{aligned} \quad (3.19)$$

La pression de surface P_{surf} n'est pas modifiée.

Le climat simulé par CNRM-CM3 pour la période actuelle présente des biais par rapport à la climatologie. Les différences de température de l'air à 2 mètres, du flux de précipitations et de rayonnement solaire descendant entre la climatologie de CNRM-CM3 et le forçage GSWP-2 sont tracées en annexe C.3 (figure C.5). Le modèle atmosphérique présente un biais froid, qui dépasse 3°C dans les Tropiques et une partie des hautes latitudes de l'hémisphère Nord en hiver boréal. Sur le Canada, l'Asie centrale et une partie de la Sibérie, le biais est cependant positif à cause d'une sous-estimation de la couverture de neige. En été, le biais sur la température est réduit en moyenne globale, malgré la présence de fortes anomalies dans la région intertropicale. Le modèle surestime les précipitations globales d'environ 20% sur la période 1971-2000. Dans les régions tropicales, le modèle produit des précipitations trop intenses durant la saison humide. Les précipitations sont aussi surestimées sur toute l'Amérique du Nord et le Nord-Est de la Sibérie en été. En hiver, CNRM-CM3 simule un flux trop zonal sur l'Atlantique, et les perturbations pénètrent loin vers l'Est, causant des précipitations excessives en Europe et dans l'Ouest de la Sibérie (Salas *et al.*, 2005).

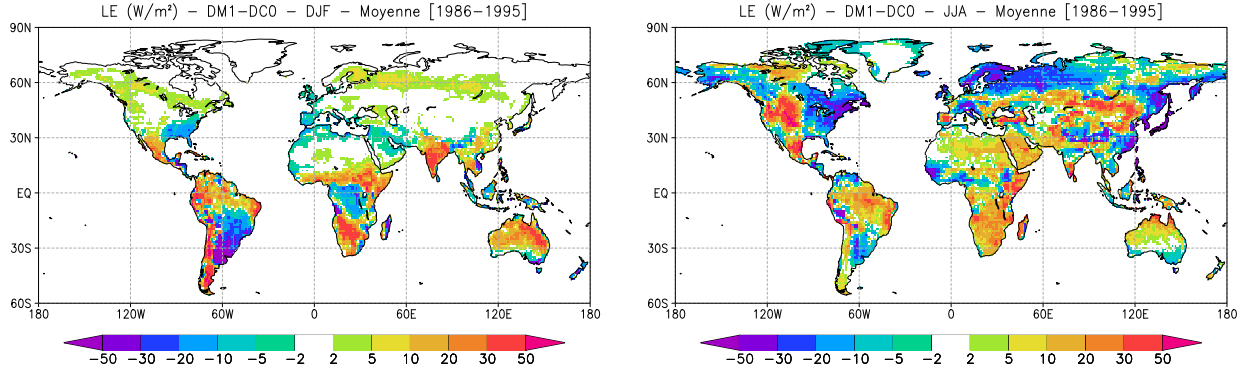


FIG. 3.18 – Différences de flux de chaleur latente (Wm^{-2}) simulées par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress en réponse au biais climatique entre CNRM-CM3 et le forçage atmosphérique de GSWP-2 pour la période 1986-1995, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite).

La figure 3.18 montre les différences de flux de chaleur latente simulées par ISBA- $A-g_s$ avec le forçage atmosphérique issu de CNRM-CM3 et le forçage GSWP-2. Les zones de forte augmentation de l'évaporation avec le nouveau forçage correspondent à une augmentation du flux de transpiration. Dans les zones couvertes de forêts tropicales, les changements de flux de transpiration sont dus aux différences de flux de rayonnement solaire incident (figure C.5). Dans les régions arides et semi-arides (Australie, Afrique du Sud, Sahara, Ouest des Etats-Unis), le flux de transpiration est piloté par les biais positifs de précipitations, qui entraînent aussi une augmentation du LAI dans les zones couvertes de végétation (figure 3.19). Les anomalies négatives de flux de chaleur latente sont dues à une contribution des trois flux d'évaporation. En été, le déficit de rayonnement solaire dans une grande partie de l'hémisphère Nord, renforcé par le biais froid, limitent la photosynthèse et se traduisent par une diminution de la conductance stomatique et du LAI (figure 3.19). Ces changements dans le forçage atmosphérique entraînent aussi une diminution de l'évaporation du sol nu et de l'évaporation de la canopée dans ces régions.

Les différences de LAI moyen dépassent $1m^2m^{-2}$ sur des régions étendues (figure 3.19). La figure 3.20 compare la moyenne zonale du maximum de LAI obtenu par ISBA- $A-g_s$ dans DM1 et DC0 avec différents jeux de données satellitaires (voir Gibelin *et al.*, 2006 au chapitre 2). Le maximum de LAI simulé par DC0 se situe entre les estimations dérivées des satellites pour presque toutes les latitudes. L'expérience DM1 produit un LAI presque systématiquement supérieur à celui de DC0, et surestime le LAI par rapport aux trois jeux de données satellitaires, notamment dans les zones $[-30^{\circ}; -15^{\circ}]$ et $[40^{\circ}; 50^{\circ}]$.

Cette expérience de sensibilité montre que la qualité du forçage atmosphérique est une source d'incertitude majeure pour la simulation des flux de chaleur turbulents. En

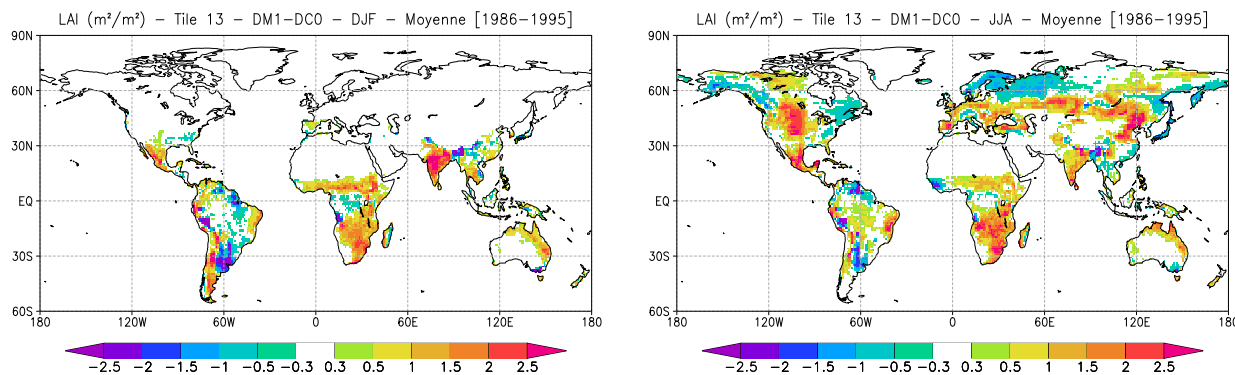


FIG. 3.19 – Différences de LAI (m^2m^{-2}) simulées par ISBA- $A-g_s$ avec la stratégie d'évitement du stress en réponse au biais climatique entre CNRM-CM3 et le forçage atmosphérique de GSWP-2 pour la période 1986-1995, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite).

particulier, les biais de précipitations et de flux de rayonnement en surface modifient largement leur intensité et leur répartition spatiale. Le changement de paramétrisation de la conductance stomatique et la simulation interactive du LAI ont un impact d'intensité très inférieure à la sensibilité au forçage. Un doublement de la concentration en CO_2 et le changement climatique prévu au cours du XXI^e produisent aussi une réponse faible par rapport à cette incertitude.

La qualité du forçage climatique est aussi un fort facteur d'incertitude pour la production primaire brute simulée. La GPP globale est de $187 PgC/an$ avec le forçage issu de CNRM-CM3, soit $21 PgC/an$ de plus que la GPP simulée avec le forçage GSWP-2. Cet écart paraît en accord avec les résultats de Berthelot *et al.* (2005), qui ont étudié les conséquences de l'incertitude du climat simulé par 14 modèles couplés océan-atmosphère sur la production nette de l'écosystème simulée par le modèle SLAVE. La NEE varie de $32 PgC/an$ à $63 PgC/an$ pour les simulations de climat présent, avec une valeur moyenne de $52 PgC/an$, et un écart-type de $8 PgC/an$. Les différences saisonnières de GPP entre DM1 et DC0 montrent des structures similaires à celles du flux de chaleur latente de la figure 3.19, pilotées par les biais de précipitations et de flux de rayonnement solaire. Cette incertitude est comparable à celle liée au choix de la stratégie de réponse au stress hydrique du sol en moyenne globale, mais les anomalies sont plus marquées localement, car elles peuvent être positives ou négatives, alors que celles liées au changement de stratégie sont de même signe sur tout le globe (voir section 3.4.2). L'incertitude est forte devant la réponse du modèle au changement climatique seul. Par contre, elle est négligeable devant la réponse du modèle à un doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 .

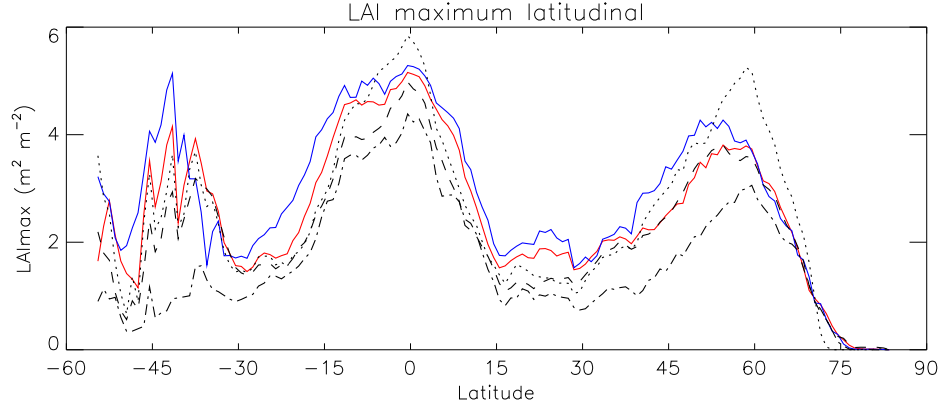


FIG. 3.20 – Maximum de LAI zonal ($m^2 m^{-2}$) simulé par ISBA- $A-g_s$ (stratégie d'évitement du stress) avec le forçage atmosphérique GSWP-2 (DC0, trait plein rouge), avec le forçage atmosphérique issu de CNRM-CM3 (DM1, trait plein bleu), dérivé des données satellitaires ISLSCP-II (trait pointillé), MODIS (trait tireté et pointillé), et de la base de données ECOCLIMAP (trait tireté) (voir chapitre 2).

3.4.6 Conclusion

Les analyses réalisées dans ce chapitre montrent que l'impact du changement d'option d'ISBA est significatif, mais très inférieur aux trois sources d'incertitude principales pour la simulation des flux turbulents. De même, le choix de la stratégie à l'échelle globale a une influence limitée par rapport à ces incertitudes en moyenne, même si l'effet de la stratégie peut être localement très marqué. Cette conclusion s'applique aussi à la simulation de la production primaire brute. Ces résultats suggèrent que le changement de schéma de surface dans le modèle de circulation générale du CNRM, et l'incertitude liée au choix de la stratégie à l'échelle globale, auront des conséquences limitées sur le climat simulé.

Un autre résultat important de ce chapitre est que la réponse hydrologique d'ISBA- $A-g_s$ au changement global est dominée par la réponse au changement climatique aux latitudes extratropicales. Dans les régions intertropicales, l'augmentation de l'évaporation due au changement climatique est atténuée, voire contrecarrée, par la diminution liée à l'effet anti-transpirant de la fermeture des stomates dans une atmosphère enrichie en CO_2 . La réponse au changement global pour les flux turbulents est d'intensité relativement faible par rapport aux incertitudes sur l'estimation de ces flux dans le climat présent. Cependant, la réponse du modèle au changement climatique est robuste au changement d'option d'ISBA. De même, la réponse au changement climatique et à l'augmentation de la concentration en CO_2 est peu modifiée par le changement de stratégie de réponse au stress hydrique du sol.

La réponse de la production primaire brute de carbone au changement global, est quand à elle essentiellement due au doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 . Cette réponse est beaucoup plus forte que les incertitudes liées au choix de la stratégie ou à la qualité du forçage climatique. Cependant, c'est la réponse de la production nette de l'écosystème (NEE) qui déterminera l'évolution du puits biosphérique terrestre, mais le modèle ISBA- $A-g_s$ ne permet pas d'estimer cette réponse car il ne simule pas la totalité des flux de carbone.

Les conclusions de ces expériences de sensibilité doivent toutefois être vérifiées en mode couplé. En effet, toutes les expériences ont été réalisées en mode forcé, c'est-à-dire qu'elles représentent la réponse du modèle de surface continentale à un forçage climatique imposé. En mode couplé, les rétroactions entre la surface continentale et l'atmosphère modifieront aussi les variables atmosphériques. En effet, l'atmosphère s'adaptera aux changements des échanges en surface. La sensibilité pourra être différente, suivant que l'évolution de l'atmosphère et de la surface est pilotée par des processus locaux ou par des phénomènes de grande échelle.

3.5 Résumé du chapitre

Dans ce chapitre, plusieurs simulations à l'échelle globale sont analysées pour évaluer la sensibilité du modèle à différents changements.

La première expérience de sensibilité a pour but de quantifier l'impact de l'option d'ISBA sur les flux turbulents. Les flux simulés par ISBA-standard et ISBA- $A-g_s$ ont des caractéristiques spatiales et temporelles comparables, mais présentent localement des différences relatives pouvant aller jusqu'à 15%. De manière générale, l'évaporation diminue sur les forêts, tandis qu'elle augmente sur la végétation basse avec ISBA- $A-g_s$. Les différences dans le flux d'évaporation sont essentiellement dues au flux de transpiration. Elles s'expliquent par les différences de valeurs du paramètre qui définit la conductance stomatique maximale à la vapeur d'eau, ainsi que par les écarts entre le LAI simulé interactivement par ISBA- $A-g_s$, et le LAI climatologique prescrit dans ISBA-standard. Le LAI interactif a aussi pour effet d'augmenter la variabilité inter-annuelle des flux turbulents.

Des expériences de sensibilité sont ensuite réalisées pour étudier la réponse du modèle à des variations de forçages réalistes pour la fin du XXI^e siècle : doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 , diminution du SLA et de la concentration en azote foliaire, et changement climatique simulé par le modèle de circulation générale couplé océan-atmosphère CNRM-CM3. Chaque forçage est modifié incrémentalement, afin d'évaluer son impact relatif. La réponse hydrologique du modèle est pilotée au premier ordre par le changement climatique (températures et précipitations), qui a un impact sur

les trois composantes du flux d'évaporation. L'effet anti-transpirant lié à l'augmentation de CO_2 est en partie compensé par l'effet fertilisant et l'augmentation de la surface foliaire associée. La diminution de l'évaporation due au doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 vient contrebalancer l'augmentation liée au changement climatique dans certaines régions de la bande intertropicale. La diminution de la concentration en azote foliaire tend à faire diminuer l'évaporation et le LAI, mais son impact est marginal devant celui du forçage climatique et de la concentration en CO_2 . L'impact sur la production primaire brute est pour sa part dominé par le changement de concentration atmosphérique de CO_2 .

Enfin, la sensibilité du modèle est comparée à trois sources majeures d'incertitude dans l'estimation des flux turbulents : l'incertitude existant entre les réanalyses ERA-40 et NCEP-2, l'incertitude liée aux modèles de surface, et l'incertitude liée à la qualité du forçage atmosphérique. Cette comparaison montre que l'impact du changement d'option d'ISBA et celui du choix de la stratégie sont très inférieurs aux trois sources d'incertitude. Le remplacement d'ISBA-standard par ISBA- $A-g_s$ dans le modèle atmosphérique du CNRM, et l'incertitude liée au choix de la stratégie à l'échelle globale devraient donc avoir des conséquences limitées sur le climat simulé. La réponse d'ISBA- $A-g_s$ au changement global est aussi d'intensité plus faible que les incertitudes existant sur l'estimation des flux turbulents dans le climat actuel. Cependant, la réponse du modèle est robuste, à la fois au changement d'option d'ISBA, et au changement de stratégie de réponse au stress hydrique du sol. Pour la production primaire brute, l'impact du changement de stratégie est aussi inférieur à l'incertitude liée aux modèles de carbone terrestre et à celle liée au forçage climatique. De plus, la réponse du modèle au changement global est beaucoup plus forte que ces incertitudes, et elle est aussi robuste au changement de stratégie.

Toutes les expériences de sensibilité ont été réalisées en mode forcé, et ces conclusions devront être vérifiées en mode couplé, pour prendre en compte les rétroactions entre la surface continentale et l'atmosphère.

Chapitre 4

Le modèle ISBA-CC

4.1 Introduction

Ce chapitre présente ISBA-CC, la nouvelle option d’ISBA développée au cours de cette thèse, pour simuler de manière détaillée le cycle du carbone terrestre. A terme, ce modèle sera couplé avec le modèle de circulation générale du CNRM, ARPEGE-Climat, afin de simuler les interactions entre le cycle du carbone et le climat.

ISBA-CC est basé sur le modèle ISBA- $A-g_s$ (Calvet et Soussana, 2001), qui simule le flux d’assimilation brute par photosynthèse, la respiration à l’obscurité, et l’évolution de la biomasse foliaire. ISBA- $A-g_s$ simule aussi la respiration de l’écosystème par une paramétrisation en Q_{10} en fonction de la température du sol (Rivalland *et al.*, 2005). ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$ partagent les mêmes paramétrisations de la photosynthèse (Jacobs *et al.*, 1996), de la réponse au stress hydrique du sol (Calvet, 2000; Calvet *et al.*, 2004), et de l’accumulation de biomasse dans la feuille (Calvet et Soussana, 2001). La particularité d’ISBA-CC est de simuler de manière distincte les deux composantes de la respiration de l’écosystème, la respiration autotrophe et la respiration hétérotrophe, ainsi que tous les compartiments de biomasse de la plante.

La paramétrisation de la respiration hétérotrophe, produite par la décomposition de la matière organique du sol, est issue du modèle de carbone STOMATE, utilisé dans le modèle de surface continentale de l’IPSL, ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005). Elle simule l’évolution des réservoirs de litière et de carbone dans le sol, les flux de transfert de matière organique entre ces réservoirs, et le flux de respiration émis vers l’atmosphère.

Pour alimenter les réservoirs de litière, il faut également simuler les flux de mortalité de la biomasse. Un nouveau schéma d’allocation a donc été écrit afin de simuler les compartiments de biomasse non pris en compte par ISBA- $A-g_s$: le traitement des racines a

été modifié, et deux compartiments de bois, aérien et souterrain, ont été rajoutés pour les types de végétation ligneuse. La mortalité et la respiration de chaque compartiment sont calculés. ISBA-CC permet donc aussi de simuler la respiration autotrophe, la production primaire nette, ainsi que la biomasse totale de la plante.

4.2 Nouveau schéma d'allocation

4.2.1 Evolution des compartiments de biomasse

Le nouveau schéma d'allocation a pour but de simuler tous les réservoirs de carbone de la plante. Il distingue six compartiments de biomasse, exprimés en kgm^{-2} , dont quatre compartiments aériens et deux compartiments souterrains :

B_L	biomasse foliaire (leaf biomass),
$B_{s,act}$	biomasse de structure active (active structural biomass), reliée à B_L par la loi de dilution de l'azote,
$B_{s,pas}$	biomasse de structure passive (passive structural biomass),
$B_{s,bg}$	biomasse de structure souterraine (below ground structural biomass),
$B_{w,ag}$	biomasse ligneuse aérienne (above ground woody biomass), pour les types de végétation ligneuse,
$B_{w,bg}$	biomasse ligneuse souterraine (below ground woody biomass), pour les types de végétation ligneuse.

Le nouveau schéma conserve au maximum le schéma d'allocation de l'option "Azote" d'ISBA- $A-g_s$, décrit dans Calvet et Soussana (2001). Les compartiments B_L et $B_{s,act}$ ne sont pas modifiés, et correspondent aux compartiments B_L et B_s d'ISBA- $A-g_s$ (voir chapitre 1). ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$ simulent donc un LAI identique, car le LAI est calculé à partir de la biomasse foliaire B_L . $B_{s,pas}$ correspond à une partie du compartiment B_{s2} . C'est un réservoir tampon destiné à recevoir la biomasse provenant de $B_{s,act}$ en phase de sénescence. $B_{s,bg}$ est un réservoir qui représente la partie non ligneuse des racines. $B_{w,ag}$ et $B_{w,bg}$ sont deux nouveaux réservoirs de bois, aérien et souterrain, pour les types de végétation ligneuse (*i.e.* les types feuillus décidus, feuillus persistants et conifères).

La figure 4.1 montre les réservoirs et les flux de carbone dans la plante simulés par ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC.

L'évolution de chaque réservoir de biomasse est calculée avec un pas de temps Δt égal à 1 jour, suivant l'équation générique 4.1. La biomasse B est augmentée par un terme d'alimentation A_B , et est diminuée par un terme de respiration R_B , et un terme de déclin D_B , exprimés en $kg m^{-2}$. Ces trois termes sont explicités pour chaque compartiment de biomasse dans les sections suivantes.

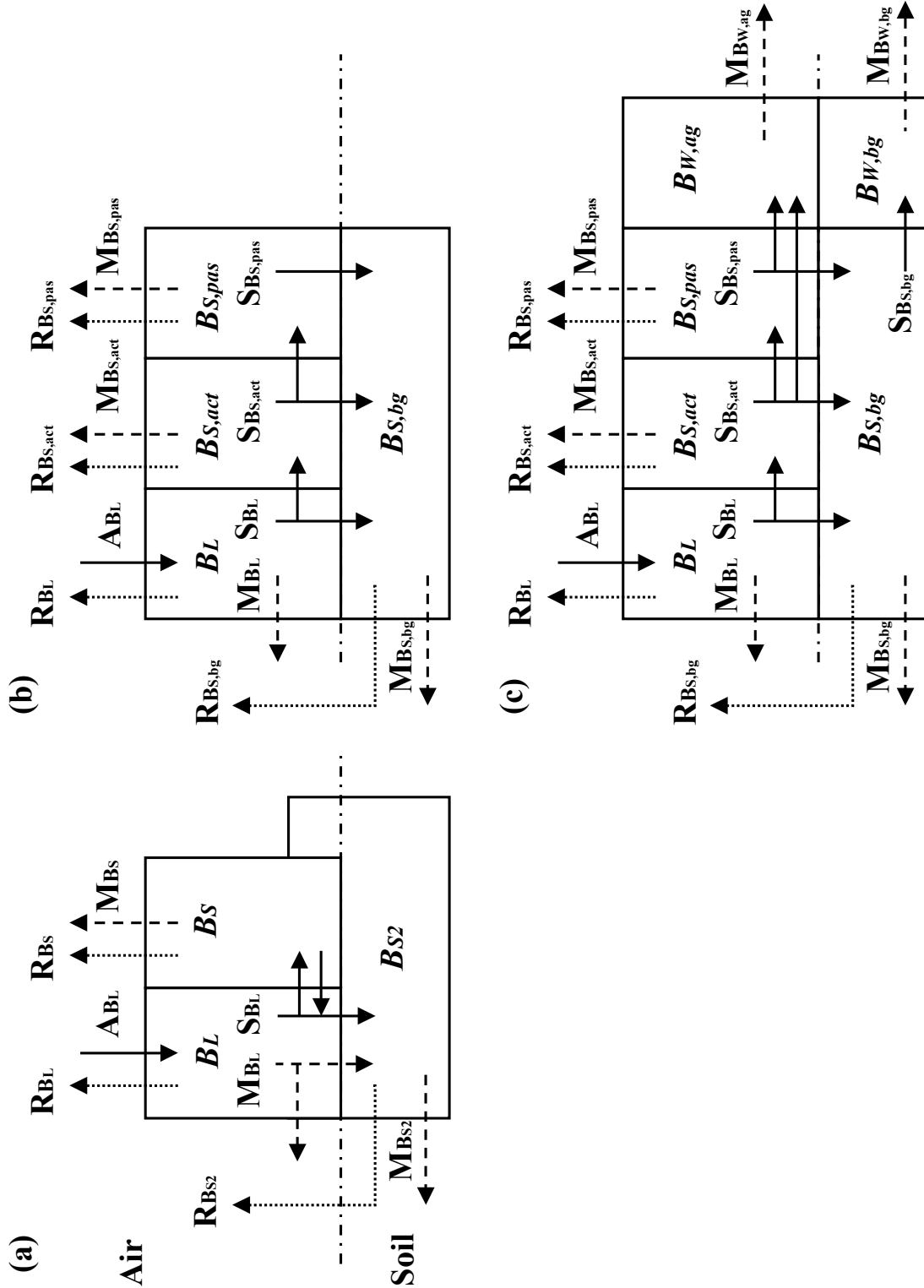


FIG. 4.1 – Comparaison du schéma d'allocation (a) de l'option "Azote" du modèle ISBA- $A-g_s$, d'après Calvet et Soussana (2001) et les modifications décrites au chapitre 1, (b) de l'option ISBA-CC pour les herbacées, et (c) de l'option ISBA-CC pour les ligneux.

$$\Delta B = A_B - D_B - R_B \quad (4.1)$$

4.2.2 Respiration

La respiration est un processus d'oxydation du carbone organique, qui fournit à la plante l'énergie nécessaire pour son fonctionnement biochimique. On distingue généralement la respiration de croissance, pour produire de nouveaux tissus, et la respiration de maintenance, destinée à maintenir la biomasse existante.

Les termes de respiration sont calculés au pas de temps du modèle dt et cumulés sur $\Delta t = 1 \text{ jour}$.

La respiration de B_L n'est pas modifiée dans ce nouveau schéma (voir chapitre 1). Elle est intégrée au calcul du taux d'assimilation nette dans le modèle (équations 1.21 et 1.22), bilan de la production primaire brute et de la respiration à l'obscurité (dark respiration R_d). Cette respiration à l'obscurité comprend la respiration de maintenance des feuilles, ainsi que la respiration de croissance de toute la plante, utilisée pour allouer le produit de la photosynthèse.

$$R_{B_L} = \sum_{dt} 10^{-6} \frac{M_C}{P_c M_{CO_2}} R_{dC} dt \quad (4.2)$$

avec $\sum dt = \Delta t$, P_c la proportion de carbone dans la matière sèche, égale à 40%, M_C et M_{CO_2} les masses molaires du carbone et du CO_2 (12 et 44 $g \text{ mol}^{-1}$ respectivement), et R_{dC} le taux de respiration à l'obscurité intégré sur la canopée (voir chapitre 1).

De même, la formulation de la respiration de B_s est conservée pour $B_{s,act}$. C'est une fonction exponentielle de la température (équation 1.58).

$$R_{B_{s,act}} = \sum_{dt} B_{s,act} \eta_R Q_{10}^{(T_s - 25)/10} dt \quad (4.3)$$

avec $Q_{10} = 2$, et $\eta_R = 0.01 \text{ g g}^{-1} \text{ j}^{-1}$, c'est-à-dire que le réservoir $B_{s,act}$ perd 1 % de sa masse par jour par le processus de respiration à une température de 25°C.

Pour les autres réservoirs de structure ($B_{s,pas}$ et $B_{s,bg}$), on utilise la formulation linéaire de la respiration de maintenance proposée par Ruimy *et al.* (1996) :

$$R_{B_{s,pas}} = \sum_{dt} B_{s,pas} R_0 (1 + 0.16 T_s) dt \quad (4.4)$$

$$R_{B_{s,bg}} = \sum_{dt} B_{s,bg} R_0 (1 + 0.16 T_p) dt \quad (4.5)$$

avec R_0 la valeur de la respiration à 0°C, égale à $1.19 \cdot 10^{-4} \text{ g g}^{-1} \text{ j}^{-1}$ (valeur proposée par Ruimy *et al.* (1996) pour le compartiment "sapwood"), T_s la température de surface et T_p la température du sol en °C. Pour comparaison, le coefficient qui multiplie $B_{s,act}$ dans l'équation 4.3 vaut $2 \cdot 10^{-3} \text{ g g}^{-1} \text{ j}^{-1}$ à 0°C.

$B_{w,ag}$ et $B_{w,bg}$ représentent le bois, et il n'y a pas de terme de respiration associé à ces réservoirs.

4.2.3 Déclin

Le terme de déclin représente les différents processus qui font diminuer la biomasse en dehors de la respiration. Il est simplement exprimé par une décroissance exponentielle de la biomasse. L'équation générique du terme de déclin pour un réservoir de biomasse B est :

$$D_B = B (1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}) \quad (4.6)$$

avec pour unique paramètre le temps de résidence τ .

Le temps de résidence de chacun des réservoirs non ligneux est calculé à partir du paramètre τ_M du modèle ISBA- $A-g_s$ (durée de vie maximale des feuilles). Pour la biomasse foliaire B_L , la durée de vie des feuilles τ_{BL} est calculée chaque jour en tenant compte de l'efficacité de la photosynthèse (voir équation 1.49). Le temps de résidence est fixé à τ_M pour les réservoirs $B_{s,act}$ et $B_{s,bg}$, et à $\tau_M/4$ pour $B_{s,pas}$. Pour les compartiments de biomasse ligneuse, le temps caractéristique τ_w est de 40 ans pour les feuillus décidus, 50 ans pour les conifères, et de 30 ans pour les feuillus persistants. A titre de comparaison, le temps de résidence des compartiments de bois est fixé suivant la zone climatique dans ORCHIDEE : il est de 80 ans pour les forêts boréales, de 40 ans pour les forêts tempérées, et de 30 ans pour les forêts tropicales.

$$\begin{aligned}
D_{B_L} &= B_L (1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_{B_L}}}) \\
D_{B_{s,act}} &= B_{s,act} (1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_M}}) \\
D_{B_{s,pas}} &= B_{s,pas} (1 - e^{-\frac{4 \Delta t}{\tau_M}}) \\
D_{B_{s,bg}} &= B_{s,bg} (1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_M}})
\end{aligned} \tag{4.7}$$

$$\begin{aligned}
D_{B_{w,ag}} &= \begin{cases} 0 & \text{pour les herbacées,} \\ B_{w,ag} (1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_w}}) & \text{pour les ligneux.} \end{cases} \\
D_{B_{w,bg}} &= \begin{cases} 0 & \text{pour les herbacées,} \\ B_{w,bg} (1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_w}}) & \text{pour les ligneux.} \end{cases}
\end{aligned}$$

Le terme de déclin est ensuite décomposé en un terme de stockage, destiné à alimenter d'autres réservoirs, et un terme de mortalité, destiné à alimenter la litière.

$$D_B = M_B + S_B \tag{4.8}$$

4.2.4 Alimentation

L'alimentation de B_L , A_{B_L} , n'est pas modifiée par rapport à l'option "Azote" du modèle ISBA- $A-g_s$ (Calvet et Soussana, 2001). La biomasse foliaire est directement alimentée par le terme d'assimilation brute par photosynthèse. Ce terme intègre la contribution de l'assimilation nette de carbone (A_{nC}), et celle du terme de respiration à l'obscurité (R_{dC}), simulant la respiration de croissance et la respiration de maintenance des feuilles. A_{nC} peut être négatif, par exemple la nuit ou en conditions de faible rayonnement.

$$A_{B_L} = \sum_{dt} 10^{-6} \frac{M_C}{P_c M_{CO_2}} (A_{nC} + R_{dC}) dt \tag{4.9}$$

avec P_c la proportion de carbone dans la matière sèche, égale à 40%, M_C et M_{CO_2} les masses molaires du carbone et du CO_2 (12 et 44 $g \text{ mol}^{-1}$ respectivement), et A_{nC} et R_{dC} respectivement le taux d'assimilation nette de carbone et de respiration à l'obscurité, intégrés sur la hauteur de la canopée (voir chapitre 1).

Les autres réservoirs sont alimentés par translocation de biomasse. Un terme de stockage S_B est calculé à partir du terme de déclin D_B , suivant le réservoir et le type de

plante : seuls certains réservoirs sont utilisés pour allouer de la biomasse vers d'autres réservoirs (B_L , $B_{s,act}$ et $B_{s,pas}$ pour les types de végétation herbacée ; B_L , $B_{s,act}$, $B_{s,pas}$ et $B_{s,bg}$ pour les types de végétation ligneuse, voir figure 4.1). Le déclin des autres réservoirs est entièrement converti en mortalité ($B_{s,bg}$ pour les types de végétation herbacée ; $B_{w,ag}$ et $B_{w,bg}$ pour les types de végétation ligneuse). Ce calcul dépend aussi de la phase dans laquelle se trouve la plante : la phase de croissance correspond à une augmentation de la biomasse foliaire, *i.e.* à un bilan positif entre le carbone net assimilé par photosynthèse et le carbone perdu par le terme de déclin de B_L ; la phase de sénescence correspond à une diminution de la biomasse des feuilles. En phase de croissance, tout le déclin D_B des réservoirs concernés est converti en stockage S_B , alors qu'en phase de sénescence, seule une partie du déclin est ré-allouée, le reste correspondant à un terme de mortalité M_B qui alimente la litière.

En phase de croissance, le stockage est calculé par les équations suivantes :

$$\begin{aligned}
 S_{B_L} &= D_{B_L} \\
 S_{B_{s,act}} &= D_{B_{s,act}} \\
 S_{B_{s,pas}} &= D_{B_{s,pas}} \\
 S_{B_{s,bg}} &= \begin{cases} 0 & \text{pour les herbacées} \\ D_{B_{s,bg}} & \text{pour les ligneux} \end{cases} \\
 S_{B_{w,ag}} &= 0 \\
 S_{B_{w,bg}} &= 0
 \end{aligned} \tag{4.10}$$

En phase de sénescence,

$$\begin{aligned}
 S_{B_L} &= \begin{cases} 0 & \text{si } A_{B_L} - R_{B_L} \leq 0 \\ f_{A,B_L} (A_{B_L} - R_{B_L}) & \text{si } 0 < f_{A,B_L} (A_{B_L} - R_{B_L}) \leq f_{D,B_L} D_{B_L} \\ f_{D,B_L} D_{B_L} & \text{si } f_{A,B_L} (A_{B_L} - R_{B_L}) > f_{D,B_L} D_{B_L} \end{cases} \\
 S_{B_{s,act}} &= f_{D,B_{s,act}} D_{B_{s,act}} \\
 S_{B_{s,pas}} &= f_{D,B_{s,pas}} D_{B_{s,pas}} \\
 S_{B_{s,bg}} &= \begin{cases} 0 & \text{pour les herbacées,} \\ f_{D,B_{s,bg}} D_{B_{s,bg}} & \text{pour les ligneux;} \end{cases} \\
 S_{B_{w,ag}} &= 0 \\
 S_{B_{w,bg}} &= 0
 \end{aligned} \tag{4.11}$$

avec $f_{D,B}$ la fraction du terme de déclin de la biomasse B réallouée vers d'autres compartiments en phase de sénescence. f_{D,B_L} , $f_{D,B_{s,act}}$, $f_{D,B_{s,pas}}$ et $f_{D,B_{s,bg}}$ sont fixées à 0.5. Ces fractions ont été choisies afin de simuler un apport de biomasse réaliste dans les différents compartiments. Le terme de stockage de B_L en phase de sénescence, utilisé pour

alimenter le compartiment $B_{s,bg}$ (voir ci-dessous), est limité à une fraction de la biomasse foliaire nette assimilée par photosynthèse ($A_{B_L} - R_{B_L}$), cette fraction f_{A,B_L} étant fixée à 0.5.

Les termes de stockage sont ensuite utilisés pour alimenter un ou plusieurs autres réservoirs.

L'alimentation de $B_{s,act}$ est aussi identique à celle de Calvet et Soussana (2001). En phase de croissance, $B_{s,act}$ est calculée en fonction de B_L suivant la relation de dilution de l'azote. Par conséquent, durant la phase de croissance, bien que la biomasse foliaire augmente, la biomasse de $B_{s,act}$ peut diminuer, lorsque la croissance a été précédée par une phase de sénescence temporaire ou par une coupe. $A_{B_{s,act}}$, la quantité de biomasse nécessaire à la croissance de $B_{s,act}$, est calculée à posteriori comme la somme de la variation de $B_{s,act}$, et des termes de respiration $R_{B_{s,act}}$ et de déclin $D_{B_{s,act}}$. $A_{B_{s,act}}$ est puisée dans le terme de déclin de B_L . En phase de sénescence, $B_{s,act}$ ne reçoit pas de nouvel apport de biomasse.

$$A_{B_{s,act}} = \begin{cases} \Delta B_{s,act} + D_{B_{s,act}} + R_{B_{s,act}} & \text{en phase de croissance,} \\ 0 & \text{en phase de sénescence.} \end{cases} \quad (4.12)$$

$B_{s,pas}$ est alimentée par de la biomasse provenant de $B_{s,act}$, dans le cas où la biomasse foliaire augmente, mais où la biomasse de $B_{s,act}$ diminue. La soudaine diminution de biomasse de $B_{s,act}$ résultante n'est pas transformée en mortalité, mais vient alimenter le compartiment tampon $B_{s,pas}$. En phase de sénescence, $B_{s,pas}$ ne reçoit pas de nouvel apport de biomasse.

$$A_{B_{s,pas}} = \begin{cases} 0 & \text{en phase de croissance avec } A_{B_{s,act}} \geq 0, \\ -A_{B_{s,act}} & \text{en phase de croissance avec } A_{B_{s,act}} < 0, \\ 0 & \text{en phase de sénescence.} \end{cases} \quad (4.13)$$

$B_{s,bg}$ est alimentée par le stockage de plusieurs réservoirs en phase de croissance : B_L , $B_{s,act}$ et $B_{s,pas}$. En phase de sénescence, seul le stockage de la biomasse foliaire est utilisé pour alimenter $B_{s,bg}$.

$$A_{B_{s,bg}} = f_{S,B_L,B_{s,bg}} S_{B_L} + f_{S,B_{s,act},B_{s,bg}} S_{B_{s,act}} + f_{S,B_{s,pas},B_{s,bg}} S_{B_{s,pas}} \quad (4.14)$$

En phase de croissance, $f_{S,B_L,B_{s,bg}}$ est la fraction de S_{B_L} qui reste après avoir alloué la biomasse nécessaire à $B_{s,act}$ suivant la relation de dilution de l'azote (équation 4.12). Elle est recalculée chaque jour. En phase de sénescence, $f_{S,B_L,B_{s,bg}} = 1$. $f_{S,B_{s,act},B_{s,bg}}$ et $f_{S,B_{s,pas},B_{s,bg}}$ sont fixes. En phase de croissance, elles valent 1 pour les types de végétation

herbacée et 0.3 pour les types de végétation ligneuse, le restant étant alloué aux compartiments de bois (équations 4.15 et 4.16). En phase de sénescence, elles sont égales à 0.

Dans le cas des types de végétation ligneuse, les compartiments de bois sont alimentés par le stockage de $B_{s,act}$ et $B_{s,pas}$ pour $B_{w,ag}$, et par le stockage de $B_{s,bg}$ pour $B_{w,bg}$. Ces compartiments ne sont évidemment pas alimentés pour les types de végétation herbacée.

$$A_{B_{w,ag}} = (1 - f_{S,B_{s,act},B_{s,bg}}) S_{B_{s,act}} + (1 - f_{S,B_{s,pas},B_{s,bg}}) S_{B_{s,pas}} \quad (4.15)$$

$$A_{B_{w,bg}} = S_{B_{s,bg}} \quad (4.16)$$

4.2.5 Mortalité

La mortalité est le terme résultant de la différence entre le terme de déclin et le terme de stockage s'il existe. La mortalité est ensuite utilisée pour alimenter les compartiments aérien et souterrain de litière du module de carbone du sol. Cette définition de la mortalité diffère légèrement de celle de Calvet et Soussana (2001), dans laquelle une partie de la mortalité de B_L alimente le réservoir souterrain B_{s2} . Dans le modèle ISBA-CC, cette contribution est intégrée au terme de stockage.

$$M_B = D_B - S_B \quad (4.17)$$

4.3 Couplage avec le module de carbone du sol

Afin de simuler le cycle du carbone terrestre de manière plus réaliste, la paramétrisation initiale de la respiration de l'écosystème d'ISBA- $A-g_s$ (Rivalland *et al.*, 2005) est remplacée par un couplage avec le module de décomposition de la matière organique du sol utilisé dans ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005).

4.3.1 Description générale de la paramétrisation

La paramétrisation de la respiration du sol utilisée est issue du modèle de carbone STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems), intégré dans le modèle de surface continentale ORCHIDEE (ORganizing Carbon and Hydrology in Dynamic EcosystEms) (Krinner *et al.*, 2005). Cette paramétrisation est

elle-même adaptée d'une des premières versions du modèle CENTURY (Parton *et al.*, 1987; Parton *et al.*, 1988).

CENTURY est un modèle simulant le cycle du carbone, de l'eau et des nutriments, (azote N, soufre S et phosphore P) ainsi que leurs interactions, dans le système sol-végétation. Il inclut notamment un module de croissance des plantes, ainsi que le module d'évolution de la matière organique du sol utilisé ici. Le modèle a été initialement conçu pour simuler les cultures et les prairies des Grandes Plaines américaines (Parton *et al.*, 1987; Parton *et al.*, 1988). Le modèle a beaucoup évolué depuis la version intégrée dans STOMATE, mais les principaux concepts restent les mêmes (voir <http://www.nrel.colostate.edu/projects/century/>). Il a aussi été étendu et évalué pour d'autres types de végétation et d'autres biomes (Parton *et al.*, 1993; Peng *et al.*, 1998). Il s'est imposé comme un modèle de référence dans la communauté scientifique internationale.

Le modèle simule plusieurs réservoirs de carbone dans le sol, correspondant à différents états, compositions, temps de résidence, et localisations de la matière organique, ainsi que les flux de carbone entre les différents réservoirs (figure 4.2).

Le modèle simule quatre compartiments de litière : deux compartiments de litière de surface, qui reçoivent les résidus issus de la biomasse aérienne, et deux compartiments de litière dans le sol, qui reçoivent les résidus de la biomasse souterraine. Dans la litière aérienne et souterraine, on distingue un réservoir de carbone structural composé de la cellulose et de la lignine de la biomasse morte, ayant un temps de résidence de 2 à 5 ans, et un réservoir de carbone métabolique, constitué des composés organiques facilement décomposables, et ayant un temps de résidence de 0.1 à 1 an (Parton *et al.*, 1988).

Le modèle simule aussi trois compartiments de matière organique dans le sol qui reçoivent la matière organique issue de la décomposition des réservoirs de litière (figure 4.2). Le réservoir actif représente les micro-organismes du sol, et les produits de la décomposition ayant un temps de résidence court (2 à 4 ans). Le réservoir lent représente le carbone organique ayant une résistance plus importante à la décomposition, due soit à une protection physique, soit à leur forme chimique, et ayant un temps de résidence de l'ordre de 20 à 50 ans. Le réservoir passif représente le carbone organique, protégé physiquement, ou chimiquement récalcitrant à la décomposition, ayant un temps de résidence de 800 à 1200 ans (Parton *et al.*, 1988).

Les différents réservoirs simulés par le modèle ne représentent pas des entités physiques séparées, mais des états chimiques différents de la matière organique. Pour une profondeur donnée, le sol contient un mélange de matière à tous les stades de décomposition.

La décomposition est contrôlée par les conditions climatiques (humidité et température du sol), par les caractéristiques physiques du sol (texture) et par la composition chimique

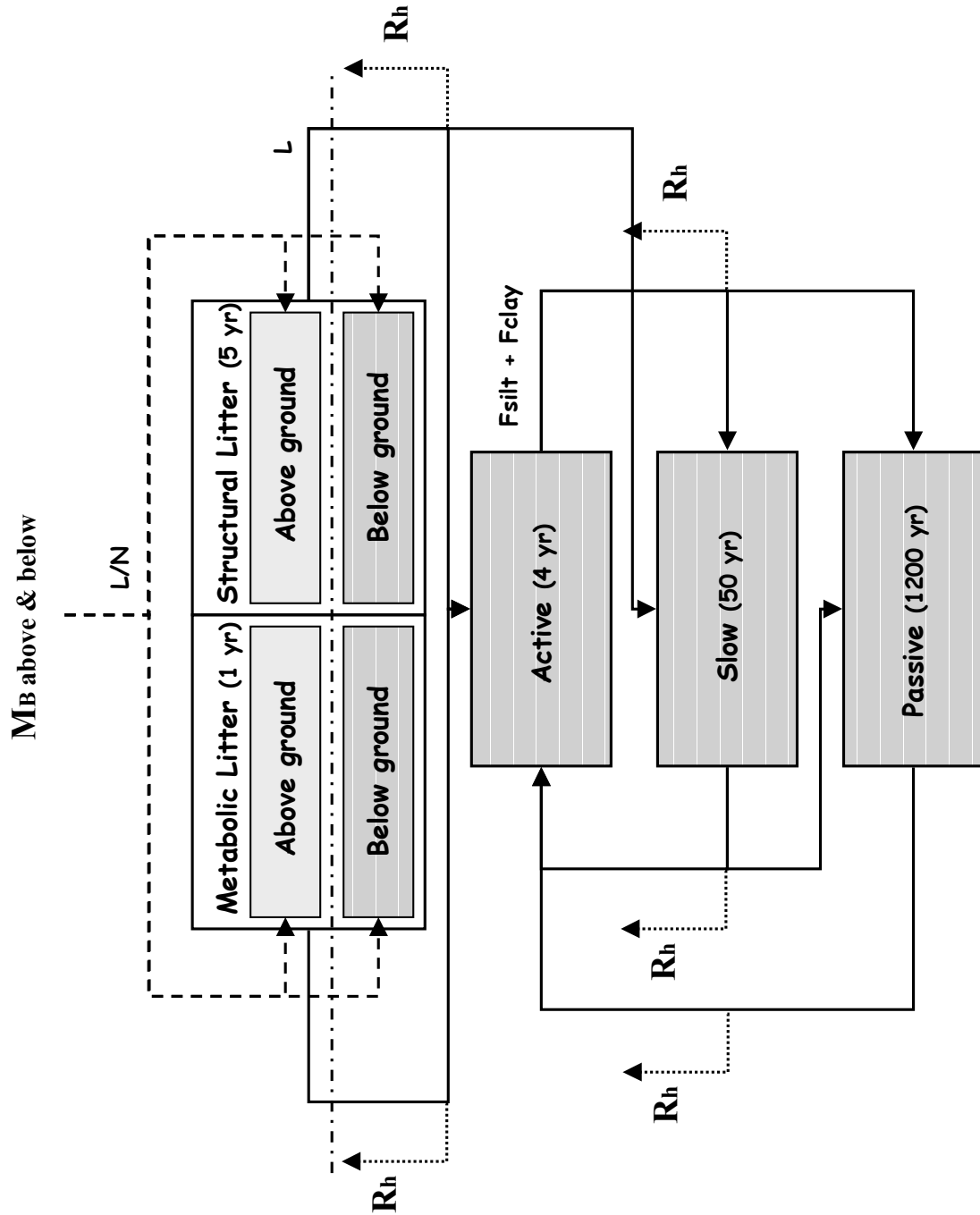


FIG. 4.2 – Schéma des réservoirs de carbone et des flux associés simulés par le module de respiration hétérotrophe du sol du modèle ISBA-CC : litière aérienne métabolique (indice 2 du tableau 4.2), litière aérienne de structure (indice 1), litière souterraine métabolique (indice 4), litière souterraine de structure (indice 3), réservoir de carbone actif (indice 5), réservoir de carbone lent (indice 6), réservoir de carbone passif (indice 7).

du substrat (contenus en carbone, en azote, en lignine des résidus). Le modèle CENTURY simule le cycle des nutriments (l'azote N, le soufre S et le phosphore P), et les interactions entre ces différents cycles et le cycle du carbone (Parton *et al.*, 1987; Parton *et al.*, 1988). Cette fonctionnalité n'est pas incluse pour l'instant dans STOMATE, ni dans ISBA-CC.

4.3.2 Répartition de la matière organique morte dans la litière

Le nouveau schéma d'allocation d'ISBA-CC, décrit dans la section 4.2, fournit un flux de matière organique morte provenant des différents réservoirs de la plante. Ces résidus sont répartis dans les compartiments de litière suivant leur localisation et leur composition.

Les résidus issus des compartiments de biomasse aériens vont dans les réservoirs de litière de surface, tandis que les résidus de la biomasse souterraine vont dans les réservoirs de litière souterrains.

Les résidus sont aussi répartis entre réservoir de litière structurel et réservoir de litière métabolique, suivant le rapport entre leur contenu en lignine et leur contenu en azote. La fraction des résidus qui est allouée au réservoir métabolique F_M est :

$$F_M = 0.85 - 0.018 \frac{L}{N} \quad (4.18)$$

La fraction restante F_S est allouée au réservoir structurel :

$$F_S = 1 - F_M \quad (4.19)$$

Plus le rapport L/N est important, plus la fraction F_S est importante.

Dans CENTURY, le contenu en lignine de la biomasse dépend des précipitations annuelles, et le contenu en azote N est une variable calculée par le modèle. Dans STOMATE, les rapports L/N sont constants, et résultent du produit entre les rapports L/C et C/N . Le tableau 4.1 montre les rapports L/C et C/N , ainsi que le rapport L/N résultant, attribués aux différents compartiments d'ISBA-CC (voir section 4.2), en s'inspirant des rapports utilisés dans STOMATE.

4.3.3 Décomposition de la matière organique dans le sol

L'évolution de chaque réservoir, liée à la décomposition du carbone organique, est calculée par l'équation générique suivante :

Compartiment de biomasse	L/C	C/N	L/N
B_L	0.22	40	8.8
$B_{s,act}$	0.35	40	14
$B_{s,pas}$	0.35	40	14
$B_{s,bg}$	0.35	40	14
$B_{w,ag}$	0.35	40	14
$B_{w,bg}$	0.35	40	14

TAB. 4.1 – Rapport entre les contenus en lignine, carbone et azote pour les différents compartiments de biomasse d’ISBA-CC.

$$\frac{dC_i}{dt} = K_i^a M_d T_d C_i \quad (4.20)$$

où C_i est la quantité de carbone organique (en $gC\ m^{-2}$) dans le réservoir i (voir le tableau 4.2), K_i^a est le taux de décomposition (en an^{-1}) du réservoir i , M_d est la fonction de réponse de la décomposition au contenu en eau du sol (sans dimension, entre 0 et 1), et T_d est la fonction de réponse de la décomposition à la température (sans dimension, entre 0 et 1).

Réservoir	Indice
Litière aérienne de structure	1
Litière aérienne métabolique	2
Litière souterraine de structure	3
Litière souterraine métabolique	4
Réservoir de carbone actif	5
Réservoir de carbone lent	6
Réservoir de carbone passif	7

TAB. 4.2 – Indice i des réservoirs de carbone simulés par le modèle.

Le taux de décomposition K_i^a est le produit entre le taux de décomposition maximum K_i et une éventuelle fonction de pondération dépendant du réservoir considéré.

$$\begin{aligned}
K_1^a &= K_1 \exp(-3 L_{s1}) \\
K_2^a &= K_2 \\
K_3^a &= K_3 \exp(-3 L_{s3}) \\
K_4^a &= K_4 \\
K_5^a &= K_5(1 - 0.75(f_{silt} + f_{clay})) \\
K_6^a &= K_6 \\
K_7^a &= K_7
\end{aligned} \tag{4.21}$$

où L_{si} est la fraction de lignine dans les réservoirs de litière de structure, et f_{silt} et f_{clay} sont les fractions de limon et d'argile dans le sol. Plus la quantité de lignine est importante, plus la matière organique est résistante à la décomposition, et plus K_i^a est faible. La décomposition est aussi diminuée par une grande proportion en argile et en limon, la texture fine du sol favorisant la création de complexes organo-minéraux caractérisés par une protection physique élevée contre la décomposition. La formulation de K_5^a , en fonction de $(f_{silt} + f_{clay})$, utilisée dans CENTURY, est choisie pour ISBA-CC, alors que dans STOMATE, le terme $(f_{silt} + f_{clay})$ est remplacé par f_{clay} .

Réservoir	$1/K_i$ CENTURY	$1/K_i$ STOMATE
Litière aérienne de structure	0.252	0.245
Litière aérienne métabolique	0.068	0.066
Litière souterraine de structure	0.204	0.245
Litière souterraine métabolique	0.055	0.066
Réservoir de carbone actif	0.137	0.149
Réservoir de carbone lent	5.05	5.37
Réservoir de carbone passif	147.5	241.

TAB. 4.3 – Valeurs du temps de résidence caractéristique K_i^{-1} (an) utilisées dans la version initiale de CENTURY (Parton *et al.*, 1987) et dans STOMATE (Krinner *et al.*, 2005).

Les valeurs du temps de résidence caractéristique K_i^{-1} (inverse du taux de décomposition maximum K_i) utilisées dans la version initiale de CENTURY (Parton *et al.*, 1987) et dans STOMATE (Krinner *et al.*, 2005), sont données dans le tableau 4.3, pour les différents compartiments de carbone organique. Le taux de décomposition maximum K_i est 20% plus faible pour la litière de surface que pour la litière souterraine dans CENTURY, alors qu'il est le même dans STOMATE. De plus, le taux de décomposition maximum du réservoir passif est plus faible dans STOMATE que dans CENTURY. Les valeurs utilisées dans STOMATE sont conservées dans ISBA-CC.

Dans CENTURY, le facteur de réponse de la décomposition à l'humidité M_d dépend du rapport entre les précipitations mensuelles et le taux d'évaporation potentielle. Dans STOMATE, la formulation originale est remplacée par une fonction dépendant de l'humidité du sol (Krinner *et al.*, 2005) (la valeur minimum de 0 de l'article est remplacée par une valeur de 0.25 dans le code) :

$$M_d = \min(0.25, \max(1, -1.1\theta^2 + 2.4\theta - 0.29)) \quad (4.22)$$

où θ est l'indice d'humidité du sol normalisé entre 0 et 1 :

$$\theta = \min(0, \max(1, \frac{w - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}})) \quad (4.23)$$

avec w le contenu en eau du sol en $m^3 m^{-3}$, w_{wilt} le contenu en eau du sol au point de flétrissement (en $m^3 m^{-3}$), et w_{fc} le contenu en eau du sol à la capacité au champ (en $m^3 m^{-3}$).

Dans ISBA-CC, cette formulation est modifiée pour tenir compte de la diminution de la décomposition entre la capacité au champ et la saturation du sol (équation 4.24). En effet, la décomposition augmente avec le contenu en eau du sol tant que l'eau est un facteur limitant du développement microbien. Au-dessus de la capacité au champ, l'augmentation du contenu en eau du sol freine la diffusion de l'oxygène, jusqu'à la faire disparaître à la saturation. La décomposition se fait alors en conditions anaérobies, et émet alors moins de CO_2 . La fonction de réponse modifiée décroît linéairement entre 1 et 0.5 lorsque le contenu en eau du sol varie entre la capacité au champ et la saturation, suivant la fonction de réponse du modèle APSIM (Probert *et al.*, 1998). D'autre part, le seuil minimum est fixé à 0.05 pour les faibles valeurs d'humidité; cette valeur est en accord avec l'ensemble des modèles décrits par Paul (2001).

$$\begin{aligned} \text{Si } \theta \leq w_{fc}, \quad M_d &= \min(0.05, \max(1, -1.1\theta^2 + 2.4\theta - 0.29)) \\ \text{Si } \theta \geq w_{fc}, \quad M_d &= \max(0.5, 1 - 0.5 \theta_{sat}) \end{aligned} \quad (4.24)$$

où θ_{sat} est un autre indice d'humidité du sol défini par :

$$\theta_{sat} = \frac{w - w_{fc}}{w_{sat} - w_{fc}} \quad (4.25)$$

avec w_{sat} le contenu en eau du sol à saturation.

Les fonctions de réponse au contenu en eau du sol utilisées dans STOMATE et dans ISBA-CC sont tracées sur la figure 4.3.

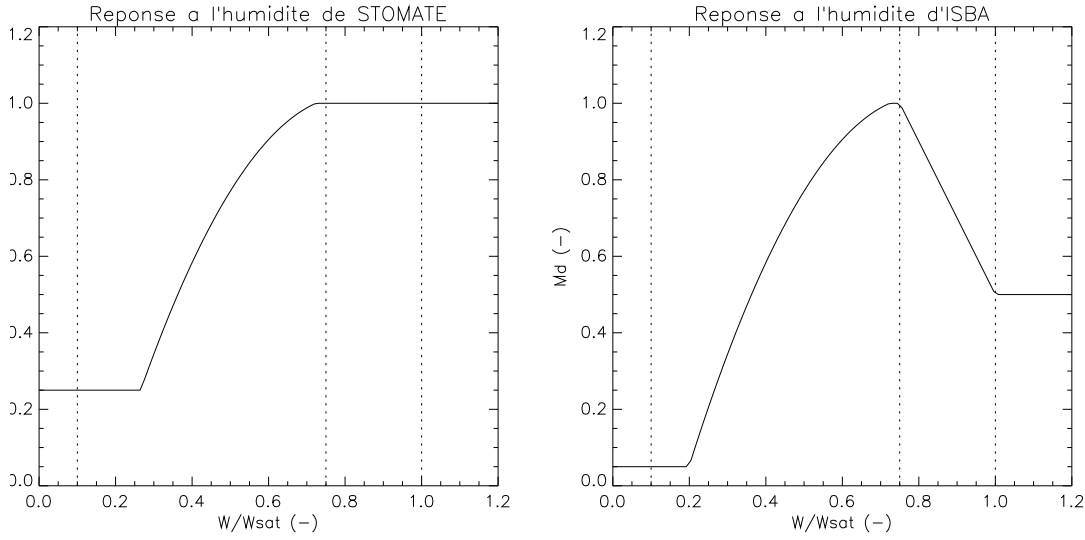


FIG. 4.3 – Fonction de réponse de la décomposition au contenu en eau du sol utilisée dans ORCHIDEE (à gauche) et dans ISBA-CC (à droite). Les traits tiretés verticaux correspondent à w_{wilt} , w_{fc} et w_{sat} (de gauche à droite).

Le modèle de matière organique ne représentant pas la répartition verticale du carbone dans le sol, le modèle ISBA-CC est utilisé avec un schéma hydrologique à 2 couches. Pour les réservoirs de litière de surface, w , w_{wilt} , w_{fc} et w_{sat} sont les contenus en eau du sol caractéristiques de la couche de surface. Pour les autres réservoirs, w , w_{wilt} , w_{fc} et w_{sat} sont les contenus en eau du sol caractéristiques de la couche de sol profonde.

Dans CENTURY, le facteur de réponse de la décomposition à la température T_d dépend de la température moyenne mensuelle suivant une courbe en cloche (Parton *et al.*, 1987).

Dans STOMATE, la fonction de réponse à la température est définie par :

$$T_d = 2^{\left(\frac{T-30}{10}\right)} \quad (4.26)$$

avec T la température du sol en °C. Cette formulation est conservée dans ISBA-CC.

La fonction de réponse à la température utilisée dans STOMATE et dans ISBA-CC est tracée sur la figure 4.4.

ISBA-CC est utilisé avec un schéma de la température du sol à 2 couches. Pour les réservoirs de litière de surface, T est la température de surface T_s . Pour les autres réservoirs, T est la température de la couche profonde T_p .

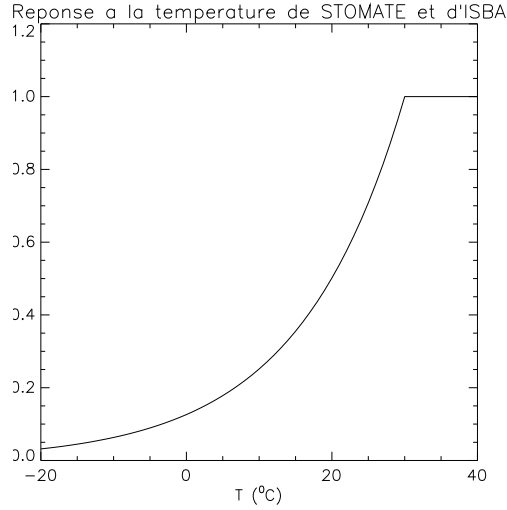


FIG. 4.4 – Fonction de réponse de la décomposition à la température utilisée dans STOMATE et dans ISBA-CC.

4.3.4 Flux de carbone

La décomposition de la matière organique de chacun des réservoirs, dC_i/dt , se traduit par plusieurs flux de carbone (voir figure 4.2). Une partie de la matière décomposée par les microbes du sol est minéralisée par le processus de respiration, et rejetée vers l'atmosphère. La partie restante est redistribuée dans les autres réservoirs de matière organique du sol, suivant leur résistance à la décomposition.

On note $f_{i,j}$ la fraction du flux de décomposition du réservoir i allant dans le réservoir j , et f_{i,CO_2} la fraction du flux de décomposition du réservoir i respirée sous forme de CO_2 vers l'atmosphère, avec :

$$\sum_j f_{i,j} + f_{i,CO_2} = 1 \quad (4.27)$$

Le terme de décomposition de la litière de structure est réparti entre un flux de respiration, et des flux de stabilisation dans le réservoir actif et dans le réservoir lent, suivant le contenu en lignine. La répartition dépend aussi de la localisation du réservoir de litière.

Pour la litière de structure aérienne, les fractions sont définies par :

$$\begin{aligned}
f_{1,5} &= 0.55 (1 - L_1) \\
f_{1,6} &= 0.7 L_1 \\
f_{1,CO_2} &= 0.45 (1 - L_1) + 0.3 L_1
\end{aligned} \tag{4.28}$$

où L_1 est la fraction de lignine dans le réservoir de litière de structure aérienne. Plus la fraction de lignine est importante, moins la minéralisation est efficace, et plus les résidus organiques obtenus sont récalcitrants.

Les fractions sont légèrement différentes pour la litière de structure souterraine, traduisant une efficacité plus faible des décomposeurs pour stabiliser la matière organique dans le réservoir actif :

$$\begin{aligned}
f_{3,5} &= 0.45 (1 - L_3) \\
f_{3,6} &= 0.7 L_3 \\
f_{3,CO_2} &= 0.55 (1 - L_3) + 0.3 L_3
\end{aligned} \tag{4.29}$$

où L_3 est la fraction de lignine dans le réservoir de litière de structure souterraine.

Le flux de décomposition de la litière métabolique se répartit entre un terme de respiration et un terme de stabilisation dans le réservoir actif. Les fractions sont les mêmes pour les compartiments aérien et souterrain :

$$\begin{aligned}
f_{2,5} &= 0.45 \\
f_{2,CO_2} &= 0.55 \\
f_{4,5} &= 0.45 \\
f_{4,CO_2} &= 0.55
\end{aligned} \tag{4.30}$$

Le flux de décomposition du réservoir actif se répartit entre un terme de respiration et deux termes de stabilisation, dans le réservoir lent et dans le réservoir passif, en fonction de la texture du sol :

$$\begin{aligned}
f_{5,6} &= 1 - 0.004 - (0.85 - 0.68 (f_{silt} + f_{clay})) \\
f_{5,7} &= 0.004 \\
f_{5,CO_2} &= 0.85 - 0.68 (f_{silt} + f_{clay})
\end{aligned} \tag{4.31}$$

Les expressions de $f_{5,6}$ et f_{5,CO_2} sont les mêmes que celles utilisées dans CENTURY. Dans STOMATE, le terme $(f_{silt} + f_{clay})$ est remplacé par f_{clay} .

Le flux de décomposition du réservoir lent est distribué entre un terme de respiration, un flux vers le réservoir actif et un flux vers le réservoir passif, suivant la texture du sol :

$$\begin{aligned}
f_{6,5} &= 0.42 \\
f_{6,7} &= 0.03 \\
f_{6,CO_2} &= 0.55
\end{aligned}
\tag{4.32}$$

Enfin, le flux de décomposition du réservoir passif est constitué d'un terme de respiration, et d'un flux de transfert vers le réservoir actif :

$$\begin{aligned}
f_{7,5} &= 0.45 \\
f_{7,CO_2} &= 0.55
\end{aligned}
\tag{4.33}$$

4.4 Description d'une simulation avec ISBA-CC

ISBA-CC calcule l'évolution de plusieurs nouvelles variables prognostiques : les réservoirs de biomasse dans la plante et les réservoirs de matière organique dans le sol. L'initialisation de ces réservoirs pose problème à l'échelle globale, mais aussi à l'échelle locale. En effet, il n'existe en général pas de données observées suffisamment précises pour l'initialisation : les réservoirs de la plante sont rarement mesurés séparément, et ne correspondent pas exactement aux réservoirs du modèle ; les mesures de carbone du sol sont éparées, et concernent en général les premiers centimètres de sol, au maximum jusqu'à 1 mètre de profondeur. D'autre part, le modèle doit être amené à l'équilibre afin de ne pas dériver. Or, le temps caractéristique de la mise à l'équilibre des réservoirs de bois est de plusieurs centaines d'années, et celui des réservoirs de carbone du sol est de plusieurs milliers d'années pour le réservoir passif. La mise à l'équilibre de ces différents réservoirs est donc réalisée en dehors du modèle, par des programmes indépendants. Elle s'effectue en plusieurs étapes, par une procédure équivalente à celle utilisée dans le modèle ORCHIDEE :

1. Une première simulation est effectuée avec ISBA-CC pour la mise à l'équilibre des réservoirs d'eau du sol. La version originale de CENTURY a été développée pour une utilisation avec un pas de temps mensuel. Dans ORCHIDEE et ISBA-CC, la paramétrisation est activée avec le pas de temps du modèle de surface, afin de simuler la réponse de la respiration hétérotrophe au cycle diurne de la température et de l'humidité de surface. Cette première étape permet aussi d'atteindre l'équilibre des réservoirs rapides de biomasse, c'est-à-dire des feuilles et des réservoirs de structure. Les termes d'alimentation des compartiments de bois de la plante sont alors sauvegardés au pas de temps quotidien pour les types de végétation ligneux (voir section 4.2.4).

2. Un programme indépendant calcule l'évolution des réservoirs de bois jusqu'à l'équilibre, à partir du terme d'alimentation et du terme de déclin avec un pas de temps quotidien. Le terme de déclin dépend de la quantité de carbone dans le réservoir (section 4.2.3), et doit donc être recalculé chaque jour.
3. Une deuxième simulation est réalisée avec ISBA-CC afin de calculer, et de sauvegarder au pas de temps quotidien, la température et l'humidité des différentes couches du sol, ainsi que les termes de mortalité de chaque réservoir de biomasse de la plante.
4. Un programme indépendant calcule l'évolution des réservoirs de carbone du sol jusqu'à l'équilibre, à partir des flux de mortalité, de la température et de l'humidité du sol, suivant les équations de la section 4.3. La mise à l'équilibre prenant plusieurs milliers d'années, ce calcul est effectué au pas de temps mensuel, et l'équilibre atteint est différent de celui qui aurait été atteint avec un pas de temps quotidien, en particulier à cause du filtrage de la variabilité de l'eau du sol de surface.
5. Enfin, ISBA-CC est lancé pour une simulation finale, avec un spinup pour mettre à l'équilibre les réservoirs de carbone du sol rapides (les différents réservoirs de litière et le réservoir actif).

Une forte limitation de cette méthode est que les échanges de carbone simulés sont à l'équilibre en moyenne annuelle (ou multi-annuelle) : le flux de biomasse morte vers la litière est contrebalancé par la respiration hétérotrophe, et la production primaire brute est compensée par la respiration de l'écosystème. Le bilan net de carbone, la production primaire nette, est donc nulle en moyenne sur la période de simulation. Cette méthode ne permet donc pas de déterminer si un écosystème est un puits ou une source de carbone. Cependant, il n'y a souvent pas d'autre choix, notamment à l'échelle globale. En effet, la simulation du flux net réel nécessite de connaître précisément l'état initial des réservoirs de carbone de la plante et du sol, l'historique complet de l'occupation des sols, et celui des quantités de carbone exportées dans le cas des cultures ou des forêts exploitées. En général, les simulations seront donc réalisées suivant la méthode décrite, et le modèle permettra d'étudier la variabilité du flux net de carbone. L'état d'équilibre pourra aussi être considéré comme un état initial, afin d'étudier la réponse du cycle du carbone terrestre lorsqu'il est soumis à des perturbations sur le long terme.

4.5 Résumé du chapitre

Ce chapitre présente la nouvelle option d'ISBA développée dans le cadre de cette thèse, nommée ISBA-CC (Cycle du Carbone), pour simuler de manière réaliste les échanges de carbone entre la surface terrestre et l'atmosphère. ISBA-CC est le résultat du couplage

entre le modèle ISBA- $A-g_s$ (Calvet et Soussana, 2001) et la paramétrisation de la respiration hétérotrophe utilisée dans ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005). Ce couplage a nécessité de nombreux développements.

Tout d’abord, le schéma d’allocation d’ISBA- $A-g_s$ a été modifié, afin de simuler tous les compartiments de biomasse des plantes, en particulier les racines et le bois (section 4.2). Ce nouveau schéma conserve au maximum le schéma d’allocation décrit dans Calvet et Soussana (2001), et utilise les mêmes principes pour l’évolution des nouveaux réservoirs de biomasse. Les termes de respiration de chaque compartiment sont calculés, et leur somme représente la respiration autotrophe. La mortalité de ces différents compartiments est aussi calculée, pour être fournie en entrée du module de respiration hétérotrophe.

Ce module résulte de l’adaptation de la paramétrisation utilisée dans ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005), et issue du modèle CENTURY (Parton *et al.*, 1987). Il calcule l’évolution de plusieurs réservoirs de matière organique dans le sol (litière aérienne et souterraine, réservoirs dans le sol), les flux de carbone entre ces réservoirs et le flux de CO_2 rejeté dans l’atmosphère par la décomposition (section 4.3). Quelques modifications ont été apportées à la paramétrisation d’ORCHIDEE. L’effet de la texture est pris en compte suivant la formulation originale de CENTURY, c’est-à-dire en considérant la somme des fractions de limon et d’argile ($f_{\text{silt}} + f_{\text{clay}}$) dans les équations, alors qu’elle est remplacée par la fraction d’argile seule f_{clay} dans ORCHIDEE. La fonction de réponse de la décomposition à l’humidité a été modifiée, en profitant du fait que w_{sat} , le contenu en eau du sol à saturation, est disponible dans ISBA : la nouvelle fonction de réponse permet de représenter la diminution, réellement observée, de l’efficacité de la décomposition en conditions anaérobies.

Le nouveau modèle ainsi obtenu, ISBA-CC, simule de manière plus réaliste les échanges de carbone entre la surface terrestre et l’atmosphère qu’ISBA- $A-g_s$. Il distingue les différentes composantes du flux net de carbone, notamment la respiration autotrophe et la respiration hétérotrophe. Il permet ainsi de simuler la production primaire nette, le flux net de carbone absorbé par la végétation. ISBA-CC simule également l’ensemble des compartiments de biomasse dans la plante, et peut ainsi être comparé à des mesures de biomasse forestière.

Une simulation complète avec ISBA-CC fait intervenir plusieurs étapes : trois simulations successives sont réalisées avec le modèle de surface, entrecoupées par la mise à l’équilibre des réservoirs de biomasse de la plante, puis par celle des réservoirs de carbone du sol. Cette méthode aboutit à la simulation d’un flux net de carbone nul en moyenne multi-annuelle sur la période de simulation, et ne permet donc pas de simuler si un écosystème se comporte comme un puits ou une source de carbone sur une courte période. Dans ce cas, le modèle peut être utilisé pour étudier la variabilité temporelle du flux net

de carbone. Sur de plus longues échelles de temps, il peut être utilisé pour analyser la réponse du cycle du carbone aux perturbations climatiques d'origine anthropique dans des simulations transitoires. Le modèle ISBA-CC sera notamment couplé au modèle de circulation générale ARPEGE-Climat, afin de simuler les rétroactions entre le cycle du carbone et le climat.

Chapitre 5

Validation du modèle ISBA-CC sur les sites FLUXNET

5.1 Introduction

Ce chapitre est consacré à la validation du modèle ISBA-CC, la nouvelle option d'ISBA développée dans le cadre de cette thèse. Les simulations sont comparées aux données de 26 sites du réseau FLUXNET, qui fournit des mesures de flux de chaleur latente, de flux de chaleur sensible et de flux net de carbone. Ces mesures, effectuées de manière continue et sur de longues périodes, permettent d'investiguer le comportement moyen et la variabilité du modèle, à l'échelle diurne et annuelle. Le modèle est aussi comparé à d'autres options d'ISBA, pour vérifier sa robustesse, et évaluer l'apport des nouvelles paramétrisations. Enfin, ISBA-CC est aussi comparé à d'autres modèles de l'état de l'art, notamment au modèle ORCHIDEE.

5.2 Observations utilisées pour la validation

5.2.1 Le réseau FLUXNET

Présentation du réseau FLUXNET

FLUXNET est un réseau global de sites de mesures de flux de CO₂, de vapeur d'eau et d'énergie, échangés entre la biosphère terrestre et l'atmosphère (Baldocchi *et al.* (2001); voir <http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/index.cfm>). FLUXNET offre un ensemble unique de mesures continues et de long terme, avec plus de 400 sites qui

échantillonnent tous les biomes présents à la surface du globe. La majorité des sites se situent toutefois aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord, en Europe, aux Etats-Unis et au Canada. Les premiers sites datent de 1993, et plusieurs années de mesures sont aujourd'hui disponibles pour de nombreux sites, permettant d'étudier la variabilité inter-annuelle. La standardisation du matériel de mesure rend aussi possible une comparaison entre les différents sites.

Ces caractéristiques font de FLUXNET un outil idéal pour évaluer les flux du bilan d'énergie et les flux de carbone simulés par les modèles de surface terrestre, pour des types de végétation et des climats variés.

Flux mesurés sur les sites FLUXNET

Les mesures sont effectuées sur une base semi-horaire. Différents termes du bilan d'énergie sont mesurés : le rayonnement net en surface R_{net} , le flux de chaleur latente LE , et le flux de chaleur sensible H . Le flux net de carbone (NEE) est aussi mesuré, mais ses deux composantes, la production primaire brute (GPP) et la respiration de l'écosystème, ne sont pas mesurées, car il n'existe pas de méthode permettant de les isoler. Des techniques existent pour reconstruire ces flux, mais elles utilisent des modèles et ne sont donc pas des mesures directes. Elles ne peuvent donc pas être utilisées pour valider des modèles de surface continentale (Reichstein *et al.*, 2005).

Les données manquantes des flux peuvent être reconstituées suivant différentes méthodes afin de calculer les sommes annuelles de carbone ou d'eau échangées (Falge *et al.*, 2001a; Falge *et al.*, 2001b). A nouveau, ces reconstitutions sont le résultat de modélisations et ne peuvent donc pas être utilisées pour valider d'autres modèles. Seules les séries de flux mesurés sont utilisées dans la suite de cette étude.

Méthode des corrélations turbulentes

Les mesures sont effectuées par la méthode des corrélations turbulentes (ou eddy covariance) : des capteurs à réponse rapide mesurent les fluctuations du vent, de la concentration de CO_2 , de la concentration de la vapeur d'eau, et de la température. Les flux sont calculés comme la covariance moyenne entre les fluctuations de la vitesse verticale et les fluctuations du scalaire turbulent considéré.

L'application de la méthode des corrélations turbulentes est associée à différents types d'erreurs aléatoires ou systématiques (Baldocchi *et al.*, 2001) : nature aléatoire de la turbulence atmosphérique, dérive des instruments, fréquence et durée d'échantillonnage, erreurs de calibration des instruments. Des erreurs peuvent aussi être dues à la violation

des hypothèses de validité de la méthode. En effet, l'advection horizontale et le stockage sont négligés, en supposant que le vent et les grandeurs scalaires sont stationnaires, que le site est situé sur un terrain plat et homogène sur l'horizontale, et que le mélange turbulent est suffisant. Ces différentes erreurs se traduisent par deux biais systématiques communément constatés sur les mesures du réseau FLUXNET : (i) la sous-estimation de l'ordre de 20% de la somme des flux turbulents $LE+H$, se traduisant par la non-fermeture du bilan d'énergie en surface (Twine *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2002), qui est attribuée au filtrage de la basse fréquence, à l'advection, et à la non-concordance des surfaces mesurées par les différents capteurs ; (ii) la sous-estimation du flux net de carbone nocturne dans des conditions de vent faible (Baldocchi *et al.*, 2001), qui est liée à l'insuffisance du mélange turbulent, à la mauvaise estimation du terme de stockage, et au drainage du CO_2 .

La méthode des corrélations turbulentes est donc associée à certaines limitations, mais FLUXNET est le seul jeu de données avec des mesures de flux continues, disponibles sur de longues périodes, et échantillonnant les grands biomes présents à la surface de la Terre.

Forçage atmosphérique sur les sites FLUXNET

Les mesures effectuées sur les sites FLUXNET incluent aussi les variables micrométéorologiques nécessaires pour forcer un modèle de surface : le rayonnement solaire descendant, le rayonnement infrarouge descendant, la vitesse du vent, la température de l'air, l'humidité de l'air, les précipitations et la pression de surface.

Contrairement aux mesures de flux, les séries temporelles des variables météorologiques doivent être continues afin de forcer le modèle. Les données manquantes sont donc reconstituées, suivant la procédure décrite en détail par Krinner *et al.* (2005). Les stations météorologiques les plus proches des sites fournissent la température quotidienne moyenne, minimale et maximale, la température du point de rosée moyenne, les précipitations quotidiennes, et la vitesse du vent moyenne. Une régression linéaire est appliquée pour calculer la valeur moyenne quotidienne du site, sauf pour les précipitations. La réanalyse ERA-15 est utilisée pour reconstituer le rayonnement solaire descendant. Les données semi-horaires sont reconstituées à partir des moyennes quotidiennes, en imposant une forme au cycle diurne dépendant de la variable considérée. En pratique, le rayonnement infrarouge descendant est rarement mesuré. Il est recalculé à partir des valeurs semi-horaires de température, d'humidité et de rayonnement solaire descendant. De même, la pression de surface est rarement disponible et les données manquantes sont remplacées par une valeur constante de 1015 hPa .

De plus, ISBA distingue les précipitations liquides et solides pour calculer l'évolution des termes du bilan hydrique. Les précipitations totales sont séparées en pluie et en neige suivant la température : la fraction de précipitations liquides évolue linéairement de 0 à

1 entre -2 et 0°C .

Sites sélectionnés

26 sites situés aux hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère Nord sont utilisés pour réaliser cette étude, représentant 79 années de mesures. Leurs caractéristiques sont données dans le tableau 5.1. Ces sites ont été sélectionnés par Krinner *et al.* (2005), pour la validation du modèle ORCHIDEE, suivant des critères de disponibilité et de qualité des mesures des flux et des variables météorologiques. Le site de Manaus n'a pas été retenu ici, car il est le seul représentant du biome des forêts tropicales, et qu'il ne dispose que d'une année de mesure. ISBA-CC n'est donc pas évalué sur les forêts tropicales dans cette étude.

5.2.2 Autres données de validation

En complément de la validation des flux à l'aide des mesures du réseau FLUXNET, une comparaison quantitative des réservoirs de carbone simulés par ISBA-CC est effectuée, à l'aide de données d'indice foliaire, disponibles sur le site web du réseau FLUXNET (<http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/index.cfm>), de données de carbone dans la biomasse et dans le sol compilées par Houghton (1999), et de données de rapport entre biomasse souterraine et biomasse aérienne réunies par Niklas et Enquist (2004).

5.3 Description des simulations

5.3.1 Caractéristiques du modèle

Le premier objectif de ce chapitre est de valider le modèle ISBA-CC à l'aide des observations des sites FLUXNET. Une comparaison entre différentes options d'ISBA est aussi réalisée, afin d'évaluer l'impact de cette nouvelle option par rapport aux options existantes : ISBA-CC est comparé à ISBA-standard et à ISBA- $A-g_s$ avec le LAI prescrit pour les flux turbulents dans la section 5.4, et à ISBA- $A-g_s$ avec LAI interactif pour le flux net de carbone dans la section 5.5. Les différentes options sont décrites en détail dans le chapitre 1 et le chapitre 4, et leurs principales caractéristiques sont rappelées dans le tableau 5.2. Toutes les simulations sont réalisées avec les mêmes options hydrologiques, c'est à dire avec un schéma force-restore à deux couches pour l'eau dans le sol, et un schéma à une couche pour la neige.

La procédure de mise à l'équilibre dépend de l'option utilisée. Pour les simulations

Code	Nom du site	Coordonnées	Altitude (m)	Années
GU	Gunnarsholt	63°50'N 20°13'W	78	1996-1998
HE	Hesse	48°40'N 7°04'E	300	1996-2000
HV	Harvard Forest	42°32'N 72°11'W	180-490	1992-1999
SO	Soroe	55°29'N 11°38'E	40	1997-1999
VI	Vielsalm	50°18'N 6°00'E	450	1996-1998
WB	Walker Branch	35°57'N 84°17'W	365-380	1995-1998
FL	Flakaliden	64°07'N 19°27'E	225	1996-1998
HY	Hyytiälä	61°51'N 24°17'E	170	1996-2000
NO	Norunda	60°05'N 16°13'E	43	1996-1998
AB	Aberfeldy	56°36'N 3°48'E	340	1997-1998
BR	Brasschaat	51°19'N 4°31'E	16	1996-1998
BX	Bordeaux	44°43'N 0°46'W	61	1997-1998
LO	Loobos	52°10'N 5°44'E	25	1996-2000
ME	Metolius	44°27'N 121°33'W	915-1141	1996-1997
TH	Tharandt	50°58'N 13°34'E	380	1996-2000
WE	Weiden Brunnen	50°10'N 11°53'E	765	1996-1999
SKo	Sky Oaks (old stand)	33°22'N 116°37'W	1420	1997-2000
SKy	Sky Oaks (young stand)	33°22'N 116°37'W	1420	1997-2000
CP	Castelporziano	41°45'N 12°22'E	3	1997-1998
PO	Ponca City	36°46'N 97°08'W	310	1997
BVS	Bondville	40°00'N 88°18'W	300	1998
BVC	Bondville	40°00'N 88°18'W	300	1997 et 1999
UP	Upad	70°16'N 148°53'W	5	1994
LW	Little Washita	34°57'N 97°59'W	30-60	1997-1998
FI	FIFE	39°07'N 95°29'W	320-444	1987
SH	Shidler	36°56'N 96°41'W	350	1997

TAB. 5.1 – Sites du réseau FLUXNET sélectionnés pour la validation du modèle ISBA-CC.

Option	Résistance stomatique	LAI	Réponse au stress hydrique	Respiration de l'écosystème
ISBA-standard	Jarvis (1976)	prescrit	fonction linéaire	-
ISBA- $A-g_s$	Jacobs <i>et al.</i> (1996)	prescrit	2 stratégies	-
ISBA- $A-g_s$ -LAI	Jacobs <i>et al.</i> (1996)	interactif	2 stratégies	Q_{10}
ISBA-CC	Jacobs <i>et al.</i> (1996)	interactif	2 stratégies	autotrophe et hétérotrophe

TAB. 5.2 – Description des options du modèle ISBA utilisées.

avec ISBA-standard et ISBA- $A-g_s$, le modèle tourne d'abord 10 années pour la mise à l'équilibre de l'eau du sol, en utilisant toutes les années disponibles de forçage du site, avant la simulation finale. Pour les simulations avec ISBA-CC, les sorties nécessaires au calcul de la biomasse ligneuse sont sauvegardées lors de cette première phase de spinup ; puis les réservoirs de bois sont mis à l'équilibre par un programme indépendant du modèle ; une nouvelle phase de spinup est réalisée pour sauvegarder les flux de mortalité de la biomasse vivante vers la litière, suivie de la mise à l'équilibre des réservoirs de carbone du sol ; enfin, la simulation finale est lancée, après une dernière phase de spinup de 10 ans.

Les simulations sont réalisées avec un pas de temps de 5 minutes. Les variables calculées par le modèle sont moyennées et sauvegardées au pas de temps de 30 minutes, à l'instar des mesures de flux des sites FLUXNET.

5.3.2 Paramètres du modèle

Les paramètres du sol et de la végétation sont extraits de la base de données ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003) à la résolution de 10', en particulier la texture du sol, la profondeur du sol, l'albédo et l'émissivité. La résistance stomatique est calculée suivant Jarvis (1976) avec ISBA-standard et nécessite de fixer un seul paramètre, la résistance stomatique minimale. Pour les autres options, la conductance stomatique est calculée à partir de l'assimilation nette de carbone par photosynthèse, en utilisant les paramètres déterminés au chapitre 2 (tableau 2 de l'annexe A). Le LAI est aussi issu d'ECOCLIMAP lorsque c'est un paramètre prescrit du modèle, pour ISBA-standard et ISBA- $A-g_s$ avec LAI prescrit. Il est calculé par le modèle pour ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$ avec LAI interactif. Dans ce cas, la fraction de végétation et la longueur de rugosité sont aussi calculées par le modèle.

Tous les types de végétation de la base ECOCLIMAP sont représentés par les 26 sites sélectionnés (tableau 5.3). Les forêts de conifères (sites FL, HY, NO, AB, BR, BX, LO, ME, TH et WE) et de feuillus décidus (GU, HE, HV, SO, VI et WB) sont les mieux représentées. Trois sites sont des forêts de feuillus persistants (SKo, SKy, CP), mais ils sont situés dans des zones de climat méditerranéen, alors que ce type de végétation est essentiellement constitué par les forêts tropicales dans ECOCLIMAP (voir annexe B). Il faut noter que les sites SKo et SKy sont identiques du point de vue des simulations, les paramètres d'ECOCLIMAP ne permettant pas de différencier les types de végétation en fonction de leur âge, et le forçage atmosphérique étant identique. Seuls les flux observés sont différents entre ces deux sites. Les sites d'herbacées sont moins nombreux. Deux sites (PO et BVS) sont composés de cultures de type C_3 , et un seul (BVC) de cultures de type C_4 . Le site de toundra (UP) est le seul représentant des herbacées naturelles de type C_3 , tandis que trois sites (LW, FI et SH) sont occupés par des herbacées naturelles de type C_4 . Plus de la moitié des sites ont une végétation mixte composée de plusieurs types de végétation. Le modèle est capable de simuler plusieurs types de surfaces dans le même point de grille. La fraction des différents types de végétation est prescrite suivant les pourcentages du tableau 5.3.

Les valeurs des paramètres de la végétation requis par ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC pour simuler la conductance stomatique, et éventuellement le LAI, sont celles qui ont été déterminées à l'échelle globale dans le chapitre 1 (tableau 2 de l'annexe A). La connaissance d'informations détaillées sur les sites FLUXNET aurait pu justifier un réglage des valeurs de ces paramètres, afin de mieux simuler les espèces présentes sur chaque site. En particulier, la concentration en azote foliaire est un paramètre qui peut varier fortement à l'intérieur d'un type de végétation. Cependant, il a été choisi de conserver ces valeurs de paramètres, afin de garantir que les résultats de cette validation seraient robustes lors de l'utilisation du modèle à l'échelle régionale ou globale. La stratégie de réponse au stress hydrique du sol est un paramètre qui n'est pas connu pour un site *a priori*. Des études précédentes avec ISBA ont permis de déterminer la stratégie d'un certain nombre d'espèces, mais ces résultats ne sont pas forcément transposables aux types de végétation d'ECOCLIMAP correspondant à ces espèces. Comme à l'échelle globale dans le chapitre 2, deux simulations sont réalisées sur chaque site avec les deux stratégies possibles. L'analyse des différences entre les deux simulations permet de proposer des choix de stratégie pour presque tous les types de végétation, et de les comparer aux choix des études précédentes (section 5.6).

Code	PFT dominant	PFT secondaire	Climat
GU	DBF	30% CC3	Froid océanique
HE	DBF		Tempéré
HV	DBF	30% ENF	Tempéré
SO	DBF		Tempéré
VI	DBF	30% ENF	Tempéré océanique
WB	DBF	20% ENF	Tempéré
FL	ENF		Froid continental
HY	ENF	30% CC3	Froid continental
NO	ENF		Froid continental
AB	ENF	10% HC3	Tempéré océanique
BR	ENF	40% DBF	Tempéré continental
BX	ENF	30% HC3	Tempéré océanique
LO	ENF	20% HC3	Tempéré océanique
ME	ENF		Tempéré
TH	ENF	20% HC3	Tempéré océanique
WE	ENF	20% HC3	Tempéré
SKo	EBF	20% HC4	Tempéré méditerranéen
SKy	EBF	20% HC4	Tempéré méditerranéen
CP	EBF	30% sol nu	Tempéré méditerranéen
PO	CC3		Tempéré continental
BVS	CC3		Tempéré continental
BVC	CC4		Tempéré continental
UP	HC3	50% sol nu	Froid subpolaire
LW	HC4		Tempéré continental
FI	HC4		Tempéré continental
SH	HC4		Tempéré continental

TAB. 5.3 – Composition de la végétation selon la classification ECOCLIMAP et type de climat des sites FLUXNET sélectionnés ; DBF : forêt de feuillus décidus, ENF : forêt de conifères, EBF : forêt de feuillus persistants, CC3 : cultures de type C_3 , CC4 : cultures de type C_4 , HC3 : herbacées naturelles de type C_3 , HC4 : herbacées naturelles de type C_4 .

5.3.3 Transformation des flux de carbone modélisés

La paramétrisation de la respiration hétérotrophe d'ISBA-CC calcule le flux de carbone émis par le sol en fonction de la quantité de carbone organique présente dans les différents réservoirs du sol (voir chapitre 4). Cependant, pour les sites FLUXNET, les quantités de carbone dans le sol ne sont pas mesurées, et l'historique d'utilisation des sols n'est pas connu. Les réservoirs de carbone du modèle ne peuvent donc pas être initialisés avec précision. Pour pallier cette difficulté, on réalise des simulations à l'équilibre, dans lesquelles la quantité de carbone dans le sol calculée permet de simuler un flux de respiration de l'écosystème à l'équilibre avec le flux d'assimilation brute, en moyenne sur les années d'observations du site FLUXNET. Le flux net de carbone (NEE) est donc nul sur la période de simulation, et il ne peut pas être comparé tel quel au flux net de carbone mesuré par eddy covariance.

De même, la paramétrisation de la respiration de l'écosystème par une fonction en Q_{10} de la température, utilisée par l'option ISBA- $A-g_s$ avec LAI interactif, nécessite de calibrer le paramètre $R_{eco\ 25}$ pour chaque site en fonction du flux mesuré (équation 1.68). Le flux net de carbone calculé n'est donc pas une estimation indépendante des observations.

Le flux net de carbone simulé, NEE_{mod} , est donc transformé en NEE_{transf} pour être comparé aux observations NEE_{obs} , de manière à obtenir la même valeur moyenne de NEE entre le modèle et les observations lorsqu'elles sont présentes :

$$\overline{NEE}_{transf} = \overline{NEE}_{obs}, \quad (5.1)$$

$$\text{soit : } \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n NEE_{transf,i} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n NEE_{obs,i}. \quad (5.2)$$

où n est le nombre d'observations disponibles.

La production primaire brute n'est pas modifiée, seule la respiration de l'écosystème est ajustée par homothétie pour conserver ses variations temporelles.

$$NEE_{transf,i} = NEE_{mod,i} + \alpha R_{eco\ mod,i} \quad (5.3)$$

On obtient après calcul :

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^n NEE_{obs,i} - \sum_{i=1}^n NEE_{mod,i}}{\sum_{i=1}^n R_{eco\ mod,i}} \quad (5.4)$$

$$R_{eco\ transf,i} = (1 + \alpha) R_{eco\ mod,i} \quad (5.5)$$

5.4 Validation des flux turbulents LE et H

5.4.1 Comparaison d'ISBA-CC avec les données FLUXNET

Dans cette partie, on évalue la capacité du modèle à reproduire les caractéristiques du cycle annuel et du cycle diurne des flux. Les résultats sont d'abord présentés pour le cycle annuel, puis pour le cycle diurne estival, et les différences entre le modèle et les observations sont ensuite analysées dans la discussion.

Cycle annuel

Les moyennes mensuelles des différents flux observés sont calculées pour chacun des sites avec les échéances de mesures disponibles. Les mêmes échéances sont retenues pour calculer les moyennes des flux simulés. Seuls les mois pour lesquels il y a plus de la moitié des échéances d'observation présentes, sont retenus pour la comparaison entre les observations et le modèle.

Différentes statistiques sont examinées pour comparer le modèle et les observations : la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) quantifie le biais du modèle, la corrélation entre les séries de moyennes mensuelles mesure la capacité du modèle à reproduire la forme du cycle annuel, et la corrélation entre les séries de moyennes mensuelles dessaisonnalisées (auxquelles on a retranché le cycle annuel moyen) permet d'évaluer la variabilité inter-annuelle. Les cycles annuels moyens sont aussi tracés pour chaque site dans l'annexe D (figures D.1 à D.3).

Les figures 5.1 à 5.3 présentent les statistiques sur les moyennes mensuelles du flux de rayonnement net, du flux de chaleur latente et du flux de chaleur sensible, mesurés sur les 26 sites FLUXNET et simulés par ISBA-CC pour les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol (cercles bleus foncés).

Le modèle simule bien l'amplitude et le phasage du cycle annuel du rayonnement net pour la plupart des sites (figure D.1). Le RMSE est généralement inférieur à 30 W m^{-2} , avec une valeur moyenne de 27.2 W m^{-2} sur l'ensemble des 26 sites (tableau 5.4). Cependant, le RMSE dépasse 40 W m^{-2} pour les sites PO, WB, SKo, SKy et ME, à cause d'une surestimation de l'énergie absorbée par la surface. La corrélation entre les séries de moyennes mensuelles est supérieure à 0.75 pour l'ensemble des sites, traduisant une bonne simulation du cycle annuel. La variabilité inter-annuelle est aussi bien reproduite pour la plupart des sites pour lesquels plusieurs années sont disponibles, sauf les sites AB, WE, SKo, SKy et BVC, pour lesquels il y a une forte dispersion entre les valeurs simulées et les valeurs observées.

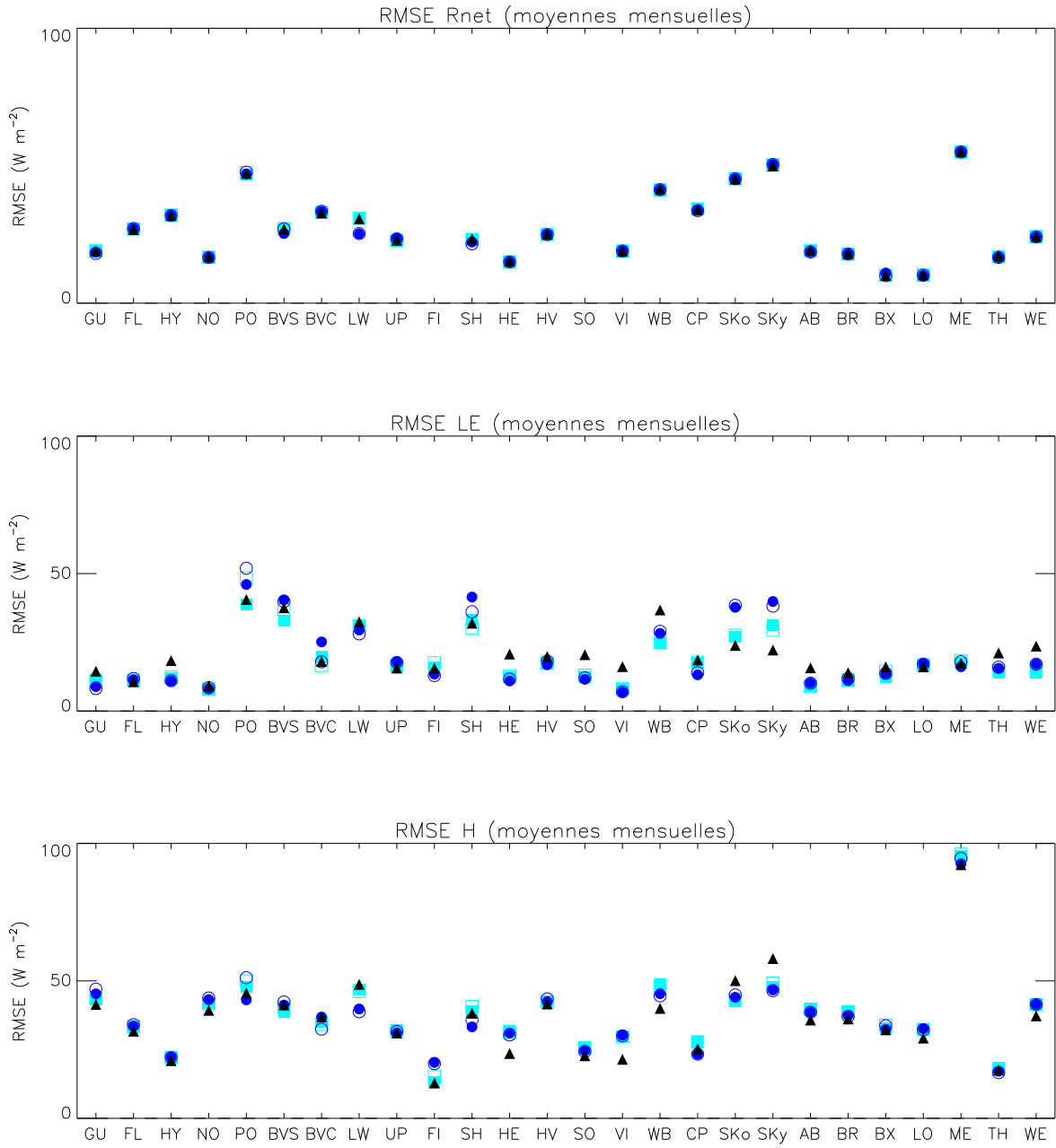


FIG. 5.1 – RMSE entre les séries de moyennes mensuelles observées et simulées de rayonnement net (haut), de flux de chaleur latente (milieu) et de flux de chaleur sensible (bas) pour différentes options d'ISBA : ISBA-standard (triangles noirs), ISBA- $A-g_s$ (carrés bleus clairs) et ISBA-CC (cercles bleus foncés) ; pour ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC : stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

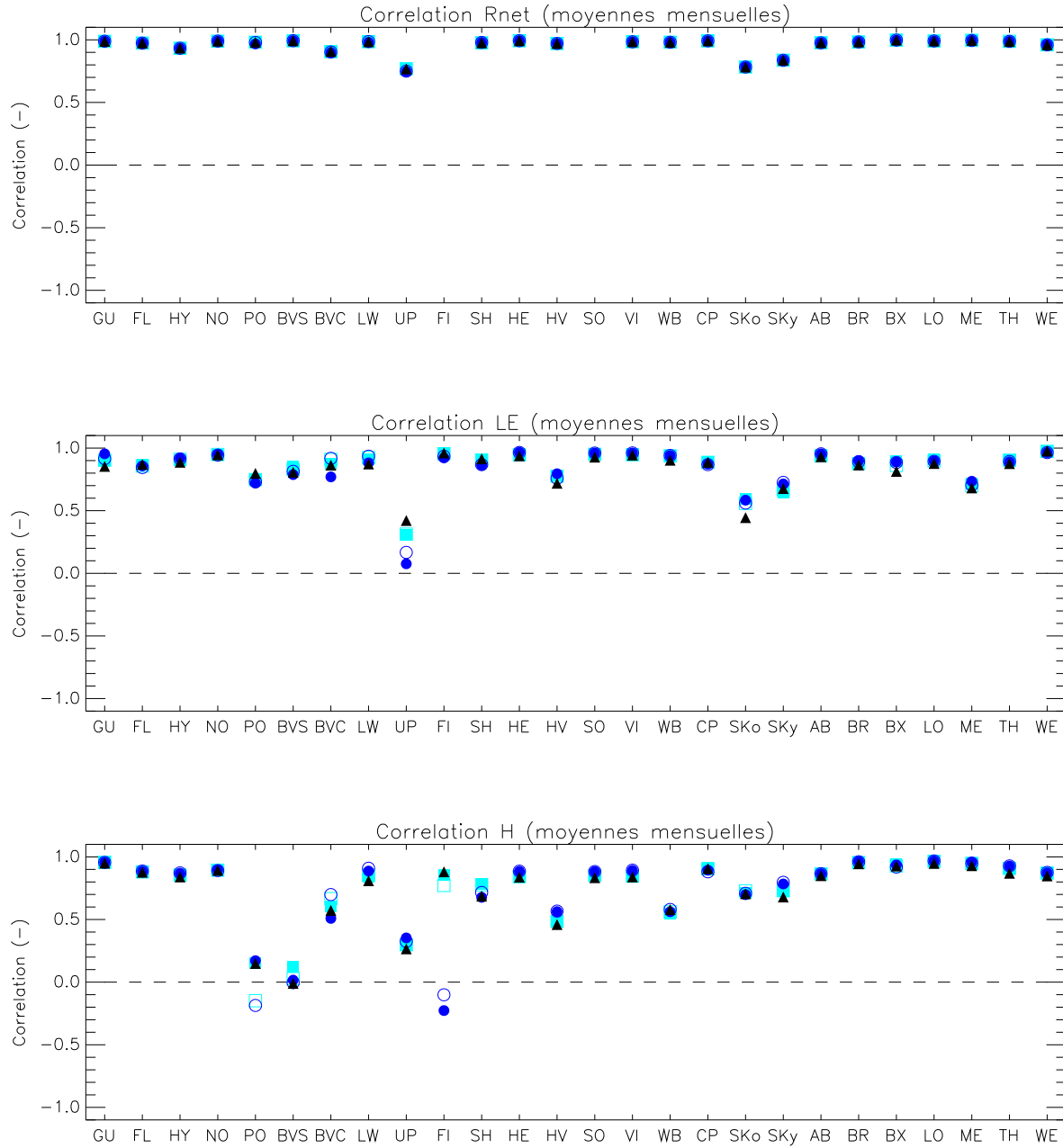


FIG. 5.2 – Corrélation entre les séries de moyennes mensuelles observées et simulées de rayonnement net (haut), de flux de chaleur latente (milieu) et de flux de chaleur sensible (bas) pour différentes options d'ISBA : ISBA-standard (triangles noirs), ISBA- $A-g_s$ (carrés bleus clairs) et ISBA-CC (cercles bleus foncés) ; pour ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC : stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

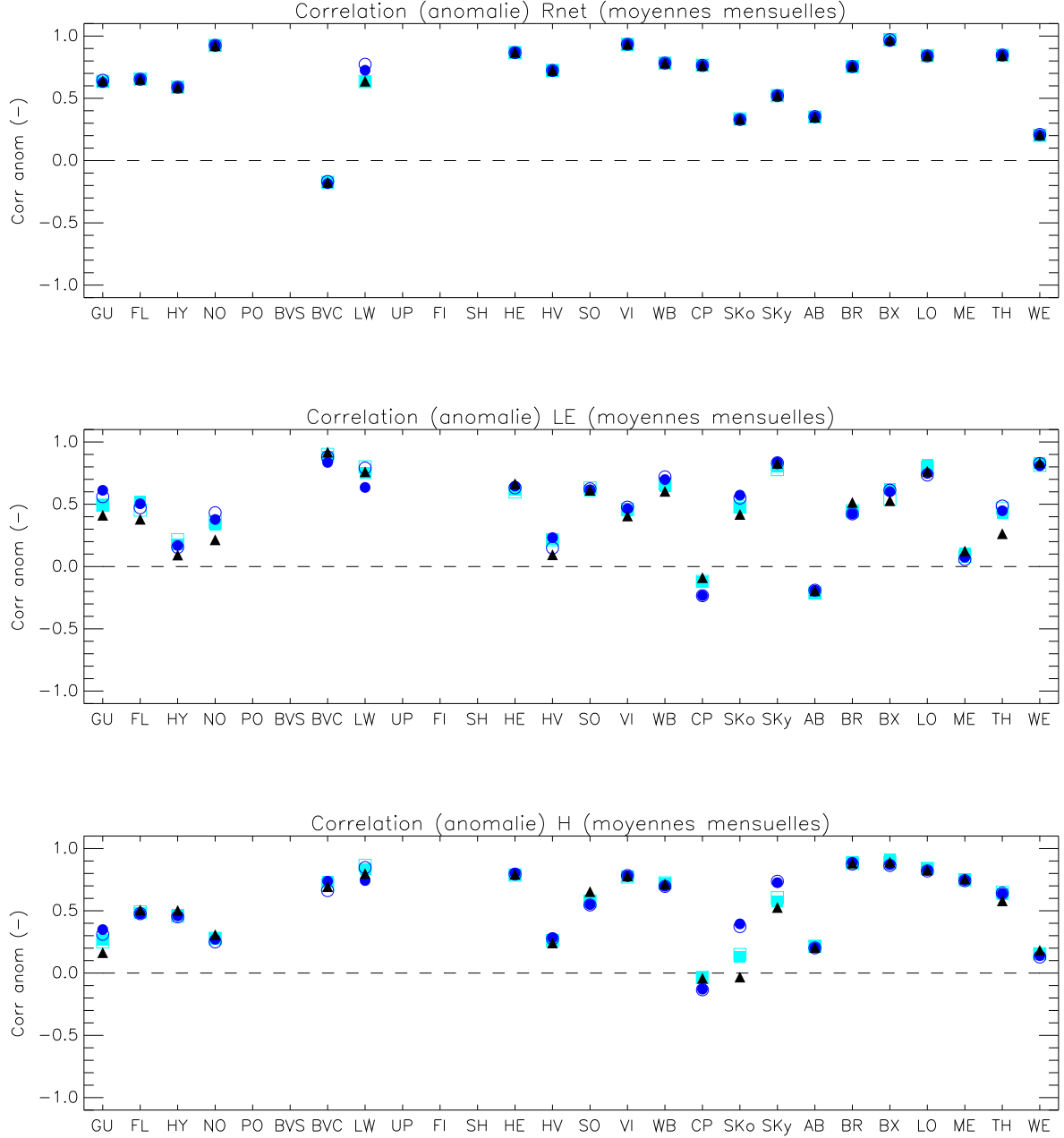


FIG. 5.3 – Corrélations entre les séries de moyennes mensuelles dessaisonnalisées observées et simulées de rayonnement net (haut), de flux de chaleur latente (milieu) et de flux de chaleur sensible (bas) pour différentes options d'ISBA : ISBA-standard (triangles noirs), ISBA- $A-g_s$ (carrés bleus clairs) et ISBA-CC (cercles bleus foncés) ; pour ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC : stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

Simulation	Biais	RMSE
ISBA-CC (évitement)	10.0	27.2
ISBA-CC (tolérance)	10.1	27.3
ISBA-standard	10.6	27.6
ISBA- $A-g_s$ (évitement)	10.4	27.6
ISBA- $A-g_s$ (tolérance)	10.4	27.6

TAB. 5.4 – Biais (modèle - observations) et RMSE ($W m^{-2}$) moyens sur les 26 sites FLUXNET pour le cycle annuel du rayonnement net obtenus avec les différentes options d'ISBA et les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol.

De même, le modèle reproduit bien le cycle annuel du flux de chaleur latente, avec des biais inférieurs à $25 W m^{-2}$ et des RMSE inférieurs à $30 W m^{-2}$ sauf pour les sites SKo, SKy, PO, BVS et SH. Les RMSE les plus forts correspondent à une surestimation du flux de chaleur latente par le modèle au moment du pic, *i.e.* au printemps et en été (figure D.2). Le RMSE moyen est de $19.9 W m^{-2}$ pour l'ensemble des sites (tableau 5.5). Les corrélations entre les séries de moyennes mensuelles observées et simulées sont supérieures à 0.70, sauf pour les sites SKo et UP (mais pour ce site, seulement 3 mois d'observations sont utilisables). Les corrélations des séries dessaisonnalisées sont assez faibles pour les sites HV, HY, ME, et sont mêmes négatives pour les sites AB et CP.

Simulation	Biais	RMSE
ISBA-CC (évitement)	5.0	20.0
ISBA-CC (tolérance)	4.3	19.9
ISBA-standard	6.1	21.0
ISBA- $A-g_s$ (évitement)	3.3	18.3
ISBA- $A-g_s$ (tolérance)	3.5	18.9

TAB. 5.5 – Biais (modèle - observations) et RMSE ($W m^{-2}$) moyens sur les 26 sites FLUXNET pour le cycle annuel du flux de chaleur latente obtenus avec les différentes options d'ISBA et les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol.

Les différences entre les observations et le modèle sont plus élevées pour le flux de chaleur sensible, avec des RMSE presque toujours supérieurs à $30 W m^{-2}$. Ces RMSE élevés correspondent à un biais positif du flux de chaleur sensible pour tous les sites (figure D.3 et tableau 5.6). La corrélation entre les moyennes mensuelles observées et simulées est généralement élevée, mais elle prend des valeurs négatives pour les sites PO et BVS à cause d'une forme bimodale exagérée et du déphasage du pic dans le modèle (figure D.3), et pour le site FI où seulement 6 mois de données sont disponibles. La variabilité

inter-annuelle reste aussi bien représentée, sauf pour les sites GU, HV, NO, AB, WE, SKo et CP. Malgré la valeur de RMSE très élevée pour le site ME (jusqu'à $94 W m^{-2}$), la variabilité est bien représentée, avec des corrélations des moyennes mensuelles et des moyennes dessaisonnalisées de 0.95 et 0.74 respectivement.

Simulation	Biais	RMSE
ISBA-CC (évitement)	25.6	37.3
ISBA-CC (tolérance)	26.3	37.7
ISBA-standard	24.7	36.6
ISBA- $A-g_s$ (évitement)	27.4	38.1
ISBA- $A-g_s$ (tolérance)	27.3	38.3

TAB. 5.6 – Biais (modèle - observations) et RMSE ($W m^{-2}$) moyens sur les 26 sites FLUXNET pour le cycle annuel du flux de chaleur sensible obtenus avec les différentes options d'ISBA et les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol.

Cycle diurne en été

On s'intéresse ici à la capacité du modèle à reproduire le cycle diurne des flux turbulents. Afin de ne conserver que les périodes pendant lesquelles les flux sont les plus forts, seules les observations semi-horaires des mois de juin, juillet et août sont sélectionnées pour calculer un cycle diurne moyen, et la série temporelle des anomalies à ce cycle diurne moyen. Seules les échéances pour lesquelles plus de la moitié des observations sont présentes sont retenues pour la comparaison entre le modèle et les observations. La racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) quantifie le biais du modèle, et la corrélation entre les séries de valeurs semi-horaires et la corrélation entre les séries semi-horaires d'anomalies au cycle diurne moyen mesurent la capacité du modèle à reproduire la variabilité intra-saisonnière. Les cycles diurnes moyens sont tracés pour chaque site dans l'annexe D (figures D.5 à D.7).

Les figures 5.4 à 5.6 présentent les statistiques sur le cycle diurne en été du flux de rayonnement net, du flux de chaleur latente et du flux de chaleur sensible, mesurés sur les 26 sites FLUXNET et simulés par ISBA-CC pour les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol (cercles bleus foncés).

A nouveau, le modèle simule bien le cycle diurne du rayonnement net pour la plupart des sites (figure D.5). Les valeurs de RMSE sont plus élevées que dans le cas du cycle annuel car elles sont calculées sur les séries semi-horaires et non sur les moyennes mensuelles, avec une valeur moyenne de $66 W m^{-2}$ sur l'ensemble des 26 sites (tableau 5.7). A titre de comparaison, Twine *et al.* (2000) estiment l'incertitude liée à l'instrument de mesure à

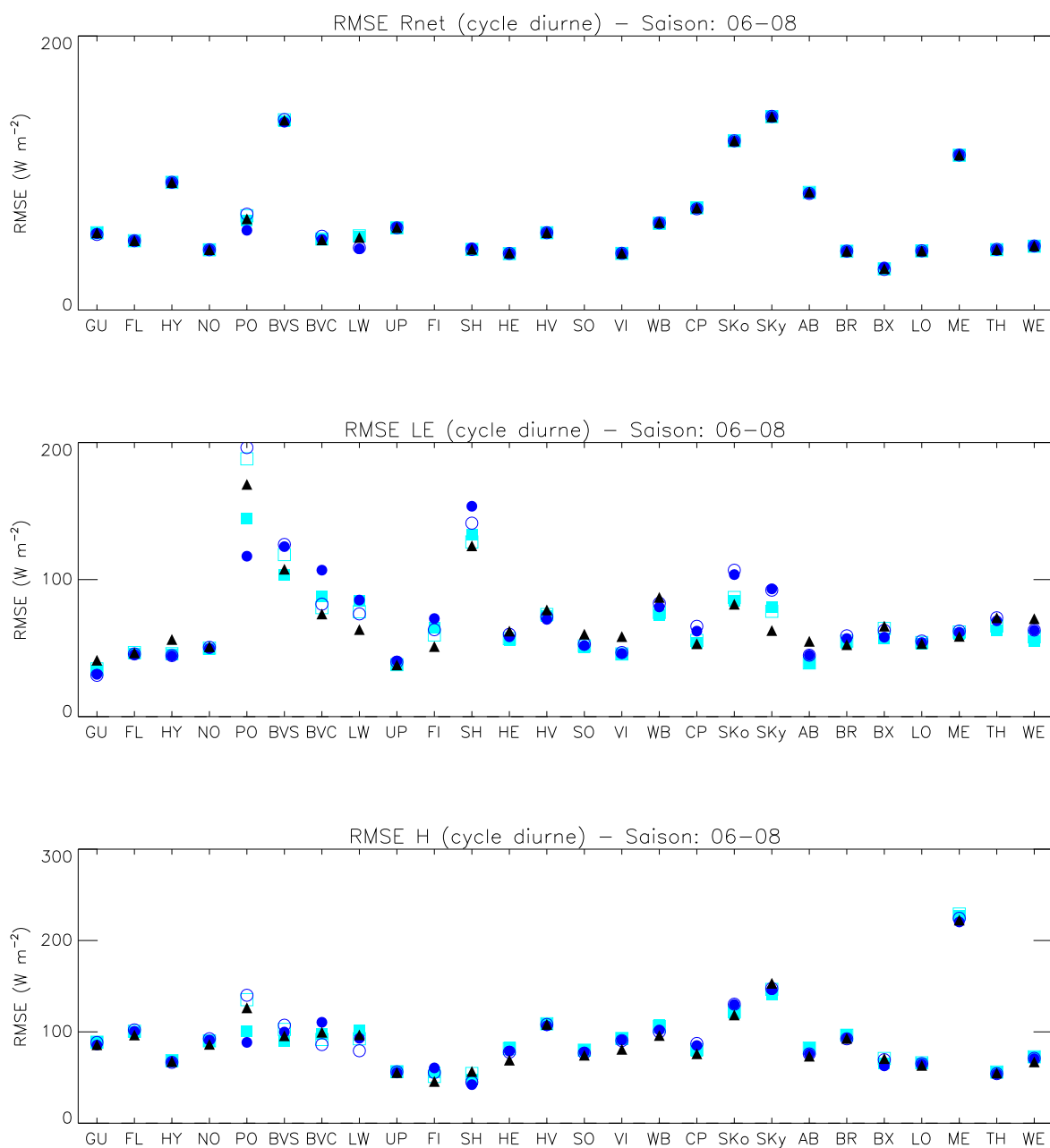


FIG. 5.4 – RMSE entre les séries semi-horaires (JJA) observées et simulées de rayonnement net (haut), de flux de chaleur latente (milieu) et de flux de chaleur sensible (bas) pour différentes options d'ISBA : ISBA-standard (triangles noirs), ISBA- $A-g_s$ (carrés bleus clairs) et ISBA-CC (cercles bleus foncés) ; pour ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC : stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

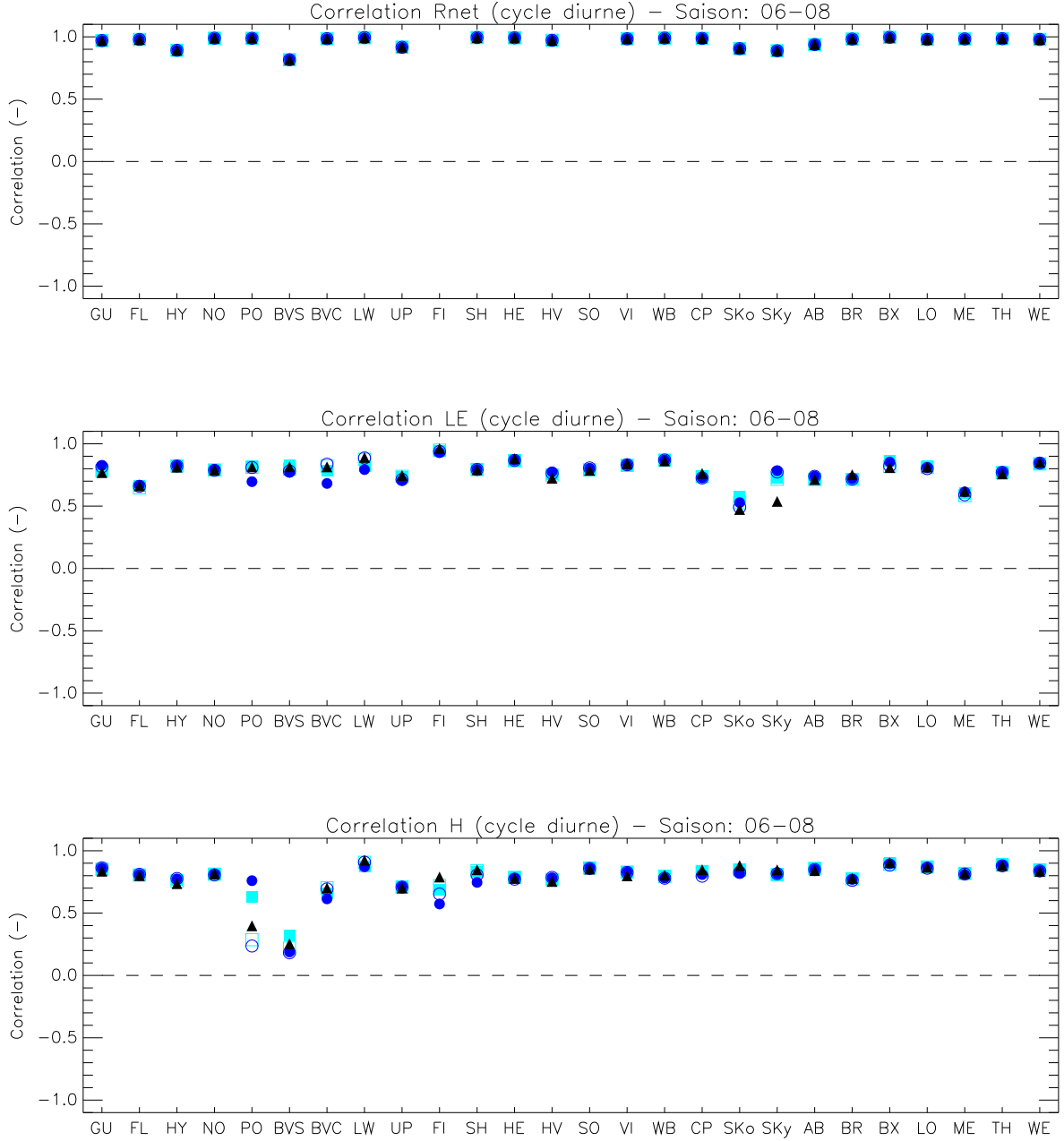


FIG. 5.5 – Corrélation entre les séries semi-horaires (JJA) observées et simulées de rayonnement net (haut), de flux de chaleur latente (milieu) et de flux de chaleur sensible (bas) pour différentes options d'ISBA : ISBA-standard (triangles noirs), ISBA- $A-g_s$ (carrés bleus clairs) et ISBA-CC (cercles bleus foncés) ; pour ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC : stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

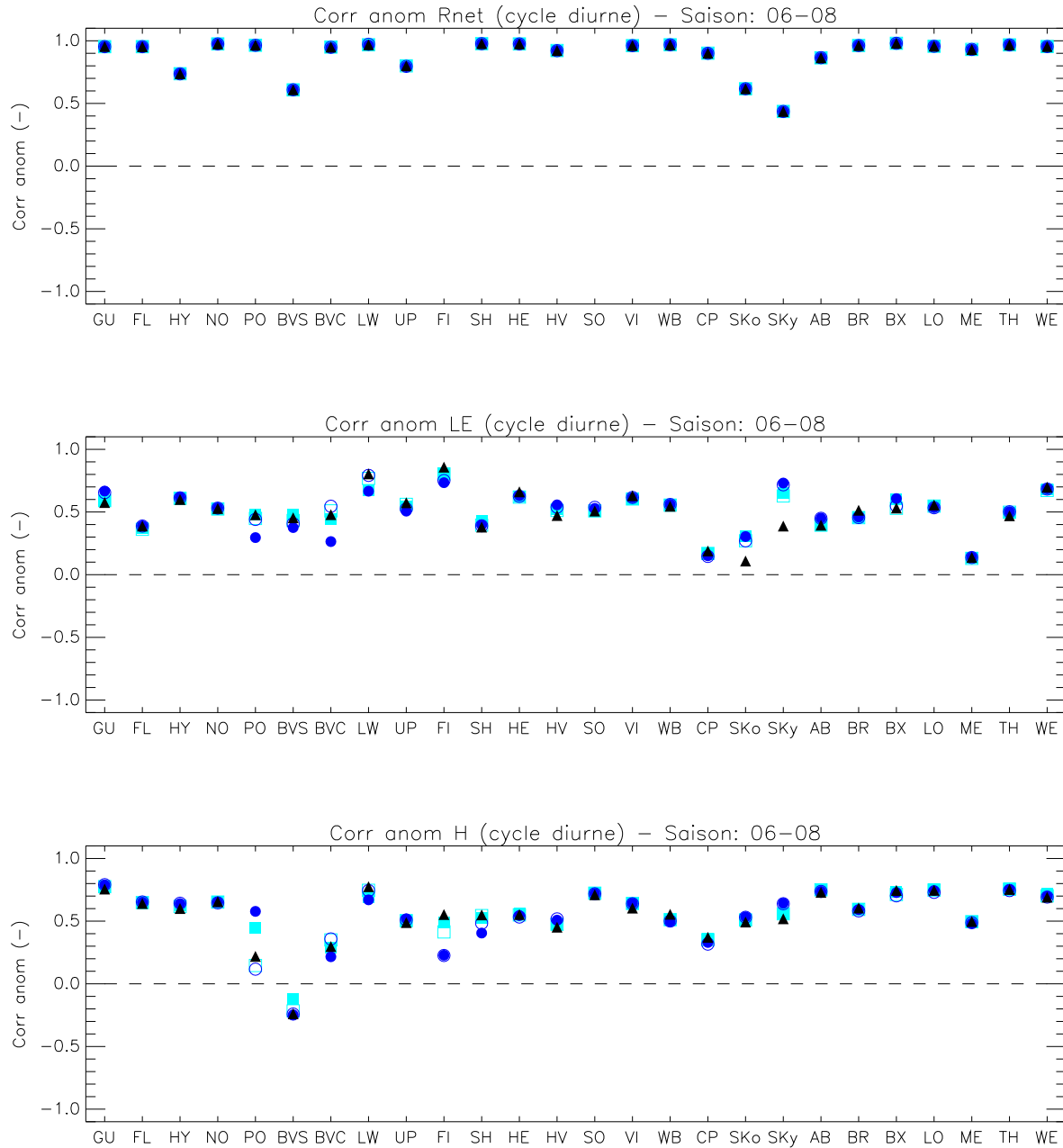


FIG. 5.6 – Corrélations entre les séries semi-horaires d’anomalies au cycle diurne moyen (JJA) observées et simulées de rayonnement net (haut), de flux de chaleur latente (milieu) et de flux de chaleur sensible (bas) pour différentes options d’ISBA : ISBA-standard (triangles noirs), ISBA- $A-g_s$ (carrés bleus clairs) et ISBA-CC (cercles bleus foncés) ; pour ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC : stratégie d’évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

22 W m^{-2} , calculée sur des données semi-horaires lors d’une campagne de quelques jours dans les Grandes Plaines américaines. Le RMSE dépasse largement cette valeur moyenne pour les sites HY, AB, ME, SKo, SKy et BVS. Pour ce dernier site, le cycle diurne moyen est décalé de presque deux heures dans le modèle (figure D.5). La corrélation entre les séries semi-horaires est supérieure à 0.90 pour presque tous les sites. La variabilité intra-saisonnière est aussi bien reproduite, avec une corrélation entre les séries d’anomalies supérieure à 0.80, sauf pour les sites HY, SKo, SKy et BVS.

Simulation	Biais	RMSE
ISBA-CC (évitement)	17.3	66.2
ISBA-CC (tolérance)	18.1	66.8
ISBA-standard	18.4	67.0
ISBA- $A-g_s$ (évitement)	18.2	66.8
ISBA- $A-g_s$ (tolérance)	18.3	67.0

TAB. 5.7 – Biais (modèle - observations) et RMSE (W m^{-2}) moyens sur les 26 sites FLUXNET pour le cycle diurne du rayonnement net obtenus avec les différentes options d’ISBA et les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol.

Les valeurs de RMSE sont du même ordre de grandeur pour le flux de chaleur latente avec une valeur moyenne de 72 W m^{-2} (tableau 5.8) et des valeurs plus élevées pour les sites SKo, SKy, PO, BVS, BVC et SH. Le modèle surestime les valeurs maximales du flux en milieu de journée, en particulier pour les sites SKy et SH (figure D.6). La corrélation entre les séries semi-horaires est supérieure à 0.70 pour tous les sites sauf FL, ME, SKo et BVC. Les corrélations des séries d’anomalies sont supérieures à 0.40 sauf pour les sites ME, SKo, CP, PO (stratégie de tolérance au stress), BVS et BVC.

Simulation	Biais	RMSE
ISBA-CC (évitement)	12.6	70.9
ISBA-CC (tolérance)	15.7	72.9
ISBA-standard	14.5	69.1
ISBA- $A-g_s$ (évitement)	11.6	66.6
ISBA- $A-g_s$ (tolérance)	12.6	68.8

TAB. 5.8 – Biais (modèle - observations) et RMSE (W m^{-2}) moyens sur les 26 sites FLUXNET pour le cycle diurne du flux de chaleur latente obtenus avec les différentes options d’ISBA et les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol.

A l’instar du cycle annuel, les RMSE sont plus élevés pour le flux de chaleur sensible, et correspondent à des biais presque toujours positifs entre le modèle et les observations

(figure D.7). Le RMSE dépasse 120 W m^{-2} pour les sites ME, SKo, SKy et PO (stratégie de tolérance au stress). Le RMSE moyen vaut 91 W m^{-2} pour l'ensemble des 26 sites (tableau 5.9). La corrélation entre les cycles diurnes observés et simulés est généralement élevée, sauf pour le site PO en stratégie de tolérance au stress et pour le site BVS. De même, la corrélation entre les séries d'anomalies au cycle diurne moyen est supérieure à 0.40, sauf pour les sites CP, PO (stratégie de tolérance au stress), BVS, BVC et FI. Elle est négative pour le site BVS.

Simulation	Biais	RMSE
ISBA-CC (évitement)	37.9	90.5
ISBA-CC (tolérance)	35.4	91.9
ISBA-standard	36.5	89.8
ISBA- $A-g_s$ (évitement)	39.4	91.3
ISBA- $A-g_s$ (tolérance)	38.5	93.2

TAB. 5.9 – Biais (modèle - observations) et RMSE (W m^{-2}) moyens sur les 26 sites FLUXNET pour le cycle diurne du flux de chaleur sensible obtenus avec les différentes options d'ISBA et les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol.

Discussion

La comparaison des simulations d'ISBA-CC et des mesures des sites FLUXNET montre que le modèle simule de manière satisfaisante les caractéristiques principales du cycle annuel et du cycle diurne des flux turbulents LE et H . Elle révèle toutefois des différences importantes entre le modèle et les observations. Ces différences peuvent venir de trois sources d'erreur : les erreurs sur la mesure des flux, les erreurs sur le forçage atmosphérique, et les erreurs du modèle.

Le rayonnement net, c'est-à-dire l'énergie disponible en surface, est mal représenté par le modèle pour les sites PO, BVS, WB, SKo, SKy et ME (figures 5.1 à 5.6). Pour chacun de ces sites, le flux simulé surestime le flux observé (figure D.1). Le rayonnement net est le flux du bilan d'énergie dont la mesure est la plus précise selon Twine *et al.* (2000). Les erreurs de mesure sont évaluées à 6% pour les sites homogènes. Cependant, les sites SKo, SKy et WB sont vallonnés, tandis que le site ME présente un paysage complexe (<http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/index.cfm>). Les informations concernant le type de terrain ne sont pas disponibles pour les sites PO et BVS. Le forçage atmosphérique est aussi une source d'erreur possible. En effet, les données climatiques sont parfois manquantes. Les séries de rayonnement solaire ont été complétées avec les ré-analyses ERA-15 (Krinner *et al.*, 2005), qui sont *a priori* de moins bonne qualité que des données

mesurées, et qui ne permettent pas de restituer la variabilité inter-annuelle, car ERA-15 s'arrête en 1993. De plus, pour cette variable, les 48 échéances du cycle diurne doivent être reconstruites à partir de valeurs disponibles toutes les 6 heures. Les mesures de rayonnement solaire sont manquantes durant de longues périodes en 1998 et en 2000 pour les sites SKo et SKy, ainsi que pendant l'été 1997 pour le site PO. Cependant, pour SKo et SKy, le rayonnement net n'a pas été mesuré non plus durant ces périodes, et les statistiques entre le modèle et les observations ne sont donc pas influencées par la qualité du rayonnement solaire reconstitué pour ces sites. Le rayonnement infrarouge est très rarement disponible sur les sites FLUXNET, et a donc été recalculé à partir de la température et de l'humidité de l'air, et du rayonnement solaire par Krinner *et al.* (2005) pour tous les sites sauf BX. C'est la source d'incertitude la plus forte parmi les variables atmosphériques. Les différences sur le rayonnement net peuvent aussi être dues au modèle, à travers des erreurs sur l'albédo ou la température de surface. L'albédo n'est pas mesuré sur les sites FLUXNET et ne peut donc pas être validé. L'albédo simulé dépend de la fraction de chaque type de végétation, et il peut par exemple être sous-estimé si la fraction de sol nu est trop faible dans le modèle. Cela peut être en particulier le cas pour les forêts des sites WB, SKo, SKy et ME, pour lesquels la fraction de végétation est élevée dans le modèle (0.95 et 0.99). Inversement, CP est le seul site pour lequel le modèle sous-estime significativement le rayonnement net, et pour lequel une fraction de sol nu importante (30%) est imposée au modèle. Certains des sites (PO, SKo et SKy) présentent aussi des RMSE importants pour la température de surface, mais il est difficile de dire si c'est la cause ou bien le résultat des erreurs sur le bilan d'énergie.

Les fortes valeurs de RMSE sur le flux de rayonnement net se traduisent aussi par des RMSE élevés sur le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible (figures 5.1 et 5.4). Le site SH présente aussi un RMSE élevé pour le flux de chaleur latente, à la fois pour le cycle annuel et le cycle diurne, malgré un rayonnement net proche des observations. Même si les flux turbulents des autres sites semblent mieux simulés, les valeurs moyennes de RMSE sont élevées, en particulier pour le flux de chaleur sensible (tableaux 5.5, 5.6, 5.8 et 5.9). Cependant, un problème connu des mesures par la méthode des corrélations turbulentes est la non-fermeture du bilan d'énergie (Twine *et al.*, 2000). Wilson *et al.* (2002) estiment le déséquilibre entre les flux turbulents et les autres termes du bilan d'énergie à 20% en moyenne sur 22 sites FLUXNET, dont 16 sites communs avec cette étude, et l'attribuent à la sous-estimation de la somme des flux turbulents $LE + H$. Le RMSE ne peut donc pas être utilisé comme une mesure fiable de la qualité du modèle pour les flux turbulents. L'examen des corrélations entre les simulations et les observations montre que les sites ayant les corrélations les plus faibles sont aussi souvent ceux présentant les plus grands RMSE sur le flux de rayonnement net, même si d'autres sites montrent aussi des corrélations faibles : BVC, UP, FI, CP. Les différences sur les variations temporelles peuvent aussi être dues à des variations de la qualité de la mesure : l'évolution

des conditions météorologiques invalide l'hypothèse de stationnarité et module l'intensité des erreurs de mesure. De plus, la reconstitution des données manquantes peut créer une inhomogénéité de la qualité du forçage atmosphérique. Enfin, l'évolution temporelle de plusieurs variables du modèle peut affecter la qualité de la simulation des variations des flux turbulents, en particulier l'humidité du sol et l'indice foliaire, mais les mesures de ces variables ne sont pas disponibles pour la majorité des sites.

Les différences entre le modèle et les observations ne semblent pas attribuables à des biais systématiques liés au type de végétation. Le modèle obtient de bons résultats sur la plupart des sites de forêts de conifères, à l'exception du site ME, ainsi que sur les forêts de feuillus décidus. Les simulations sont moins proches des observations pour les feuillus persistants, mais les sites CP, SKo et SKy sont situés dans des zones de climat méditerranéen, et ne sont donc pas représentatifs des forêts tropicales. Le modèle obtient des résultats mitigés pour les sites d'herbacées naturelles, avec des scores assez faibles pour les sites FI et UP. De même, les sites agricoles PO, BVC et BVS sont parmi les moins bien simulés, car le modèle ne tient pas compte des pratiques agricoles (semences, irrigation, récolte). Cependant, ces moins bonnes performances du modèle doivent être relativisées, car les herbacées naturelles et les cultures sont moins bien échantillonnées que les autres types de végétation : elles représentent seulement 7 sites sur 26, et 9 années d'observations sur 79 au total.

5.4.2 Comparaison entre différentes options du modèle ISBA

Dans cette section, les performances de plusieurs options d'ISBA pour simuler les flux turbulents sont comparées : ISBA-CC est comparé à ISBA-standard et à ISBA- $A-g_s$ afin d'évaluer l'impact de la paramétrisation de la conductance stomatique en fonction de la photosynthèse, et de la simulation interactive du LAI. C'est une autre manière de valider le modèle : en effet, le premier objectif d'ISBA-CC reste de simuler des flux d'eau et d'énergie réalistes entre la surface et l'atmosphère. ISBA-standard a été validé sur de nombreuses campagnes de mesure, et la comparaison entre les différentes options permet d'estimer la robustesse du modèle.

Comparaison entre ISBA-CC et ISBA-standard

Les figures 5.1 à 5.6 et les tableaux 5.4 à 5.9 présentent également les statistiques obtenues avec ISBA-standard sur les sites FLUXNET.

La comparaison entre les deux options d'ISBA montre qu'aucune des options ne permet d'améliorer systématiquement la simulation des flux. En effet, pour chaque paramètre statistique considéré, ISBA-CC améliore et dégrade la simulation des flux pour un nombre

équivalent de sites par rapport à ISBA-standard. L'amélioration par ISBA-CC du RMSE pour un des flux turbulents se fait souvent au détriment de la dégradation du RMSE pour l'autre flux, à cause de la non-fermeture du bilan d'énergie et la sous-estimation des flux turbulents par la méthode des corrélations turbulentes (Wilson *et al.*, 2002).

De plus, l'amélioration de la corrélation entre les observations et le modèle par une des options porte généralement sur un seul aspect des simulations. En effet, il y a très peu de sites pour lesquels ISBA-CC améliore ou dégrade simultanément le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible, ou bien le cycle annuel et le cycle diurne, ou bien encore la corrélation des séries brutes et celle des séries d'anomalies. Cependant, chaque modèle permet de mieux simuler la variabilité des flux pour quelques sites : ISBA-CC obtient de meilleurs résultats que ISBA-standard pour les sites GU, LW (stratégie de tolérance au stress), SKo et SKy, tandis que ISBA-standard se démarque pour les sites BVC (stratégie d'évitement du stress), LW (stratégie d'évitement du stress), FI et PO (stratégie de tolérance au stress). Il faut noter toutefois que SKo, SKy, BVC et FI font partie des sites les moins bien simulés, et que les écarts entre les options ne permettent pas d'améliorer de manière significative les corrélations sur ces sites. De plus, les performances d'ISBA-standard sont meilleures que celles d'ISBA-CC par rapport à une seule des stratégies pour 3 sites sur 4, et sont équivalentes, ou moins bonnes par rapport à l'autre stratégie.

Influence de la conductance stomatique et de l'indice foliaire

Les figures 5.1 à 5.6 montrent aussi les statistiques obtenues avec le modèle ISBA- $A-g_s$ et le LAI prescrit comme paramètre du modèle. La différence entre ISBA-standard et ISBA- $A-g_s$ est donc seulement ici la paramétrisation de la résistance stomatique, et la différence entre ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC est l'utilisation d'un LAI imposé ou simulé interactivement par le modèle.

Les différences de flux de chaleur latente entre ISBA- $A-g_s$ et ISBA-standard s'expliquent par les différences entre les valeurs de résistance stomatique minimale à l'échelle de la feuille r_{smin}^* utilisées par ISBA-standard, et celles équivalentes à la conductance mésophyllienne maximale g_m^* utilisées dans ISBA- $A-g_s$ (tableau 2.1). ISBA- $A-g_s$ simule des flux de chaleur latente plus forts qu'ISBA-standard pour les sites de forêts de feuillus persistants SKo et SKy, pour le site d'herbacées de type C_4 LW, et le site de cultures de type C_4 BVC. Au contraire, le flux de chaleur latente est plus faible avec ISBA- $A-g_s$ pour les sites de forêts de feuillus décidus HE, SO, VI, et WB, et pour les sites de forêts de conifères HY, AB, TH et WE. Les valeurs de RMSE du flux de chaleur latente ont tendance à être améliorées pour les sites où le flux est réduit, tandis qu'elles sont dégradées pour les sites où le flux est augmenté, mais ce résultat est probablement dû à la sous-estimation du flux de chaleur latente dans les observations. D'autre part, les valeurs

de RMSE et de corrélations obtenues avec ISBA- $A-g_s$ sont très proches de celles obtenues avec les autres options d'ISBA, et les différences entre les trois modèles sont négligeables devant les valeurs des statistiques.

Les différences obtenues, entre ISBA- $A-g_s$ et ISBA-standard d'une part et entre ISBA-CC et ISBA-standard d'autre part, vont généralement dans le même sens (*i.e.* amélioration ou dégradation concomitante par rapport à ISBA-standard pour une statistique et un site donnés), en particulier dans le cas où ces différences sont les plus importantes. Ce résultat suggère que c'est la paramétrisation de la résistance stomatique qui est déterminante dans les différences entre les trois options du modèle, et que l'indice foliaire est de second ordre.

L'effet additionnel de la simulation interactive du LAI n'est pas systématique : pour certains sites et certaines statistiques, le modèle ISBA-CC produit des flux plus proches des observations que ISBA- $A-g_s$, alors que pour d'autres sites c'est l'inverse. En moyenne, ISBA-CC produit un meilleur RMSE que ISBA- $A-g_s$ pour le flux de chaleur sensible (tableaux 5.6 et 5.9), compensé par une dégradation du RMSE pour le flux de chaleur latente (tableaux 5.5 et 5.8). L'impact du LAI est cependant difficile à analyser car on ne dispose pas de séries temporelles d'indice foliaire observé sur les sites FLUXNET.

5.5 Validation du flux net de carbone NEE

5.5.1 Comparaison d'ISBA-CC avec les données FLUXNET

La plupart des sites FLUXNET sont des puits de carbone : l'écosystème absorbe plus de carbone par photosynthèse qu'il n'en rejette par respiration autotrophe et hétérotrophe en moyenne annuelle (Law *et al.*, 2002). Cependant, ISBA-CC simule un flux net de carbone à l'équilibre en moyenne annuelle sur ces sites, car les réservoirs de carbone du sol ne peuvent pas être initialisés faute de valeurs mesurées. Le flux simulé ne peut donc pas être comparé directement aux observations, et il est transformé afin d'obtenir la même valeur moyenne que la valeur moyenne observée sur les années de données disponibles (voir section 5.3.3). Seule la capacité du modèle à reproduire la variabilité observée est donc analysée par la suite, au travers des corrélations entre les séries simulées et les séries observées.

Cycle annuel

Les figures 5.7 et 5.8 présentent les statistiques entre les moyennes mensuelles du flux net de carbone mesuré, et simulé par ISBA-CC (cercles bleus foncés) avec les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol.

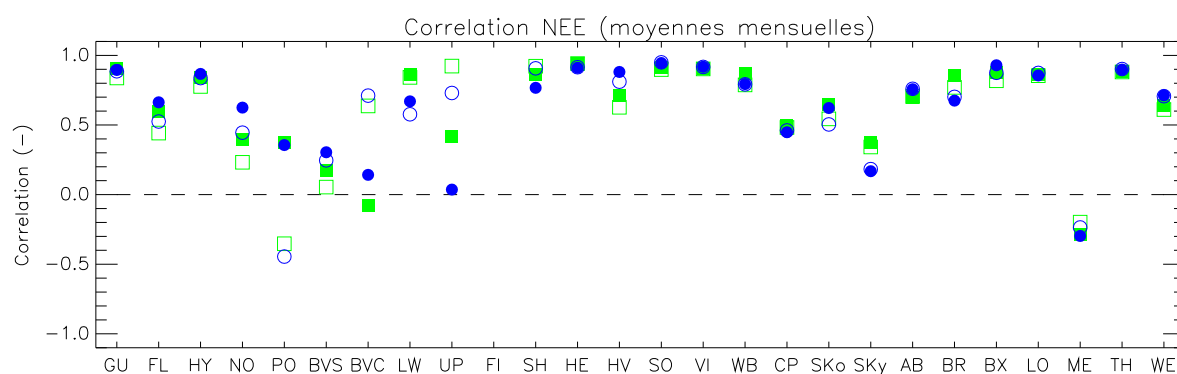


FIG. 5.7 – Corrélation entre les séries de moyennes mensuelles observées et simulées du flux net de carbone pour deux options d'ISBA : ISBA-CC (cercles bleus foncés) et ISBA- $A-g_s$ avec la paramétrisation de la respiration de l'écosystème en Q_{10} (carrés verts); stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

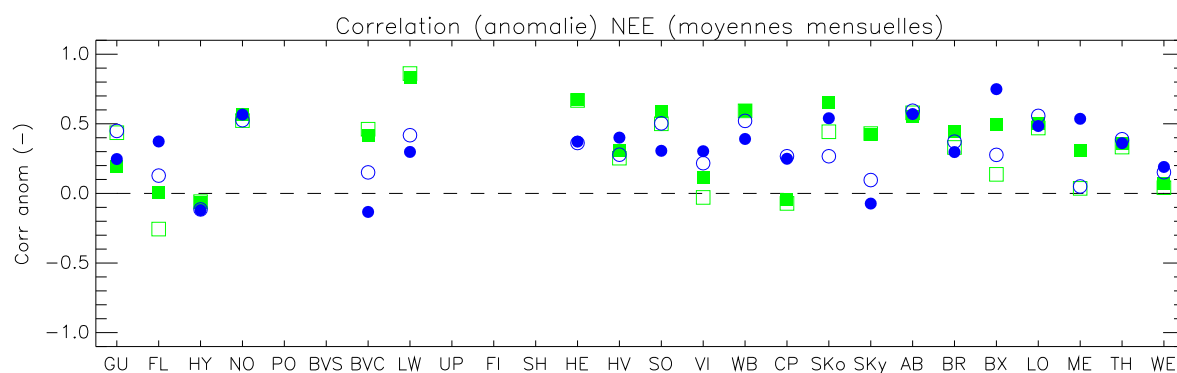


FIG. 5.8 – Corrélations entre les séries de moyennes mensuelles dessaisonnalisées observées et simulées du flux net de carbone pour deux options d'ISBA : ISBA-CC (cercles bleus foncés) et ISBA- $A-g_s$ avec la paramétrisation de la respiration de l'écosystème en Q_{10} (carrés verts); stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

La variabilité intra-annuelle est bien simulée par le modèle, avec une corrélation entre les séries de moyennes mensuelles supérieure à 0.60, en particulier pour les sites GU, HE, SO, VI, BX, TH, HV, LO, HY et SH. Les valeurs de corrélations les plus faibles sont obtenues sur les sites FL, NO, ME, SKy, CP, PO, BVS, BVC, et UP, et correspondent à un déphasage du pic d'absorption de carbone par la végétation (figure D.4). La corrélation négative sur le site ME est due au fait que le modèle simule un cycle annuel très contrasté, avec une forte absorption de carbone au printemps et en été, tandis que les observations montrent un cycle d'amplitude assez faible, et une absorption de carbone répartie sur de nombreux mois de l'année. Les trois sites agricoles PO, BVS et BVC font partie des sites pour lesquels le cycle annuel est le moins bien représenté. Le déphasage entre le modèle et les observations est sans doute dû au fait que les pratiques agricoles, telles que les semailles ou l'irrigation, ne sont pas simulées dans le modèle. La corrélation négative pour le site PO avec la stratégie de tolérance au stress est liée à la simulation d'un cycle de croissance plus tardif que dans les observations. La durée du cycle de croissance est bien simulée par la stratégie de tolérance au stress et produit une meilleure corrélation. De plus, seule une année de mesures est disponible pour ce site, de même que pour le site BVS. Pour le site UP, seulement trois mois de mesures sont utilisables pour la comparaison.

La variabilité inter-annuelle est reproduite de manière plus ou moins satisfaisante suivant les sites (figure 5.8). La plupart des sites montrent des corrélations entre 0.3 et 0.4 pour les séries mensuelles dessaisonnalisées. Les sites NO, AB, LO, BX, WB, SKo et ME obtiennent les meilleurs scores, tandis que les sites HY, SKy et BVC montrent une valeur de corrélation négative suivant la stratégie utilisée. Pour ces trois sites, les variations inter-annuelles simulées sont plus contrastées que dans les observations.

Cycle diurne

Les figures 5.9 et 5.10 montrent les corrélations entre les séries semi-horaires de NEE observées et simulées par ISBA-CC, ainsi que les corrélations entre les séries d'anomalies au cycle diurne moyen pour les mois d'été.

La corrélation entre les séries semi-horaires est supérieure à 0.70, sauf pour les sites SKo, SKy, PO, BVS, BVC, et UP. Ces sites sont aussi parmi ceux dont la variabilité intra-annuelle est la moins bien simulée.

La corrélation entre les séries semi-horaires d'anomalies au cycle diurne est moins élevée que celle obtenue sur les flux turbulents, et prend des valeurs négatives pour les sites PO, BVS, FI. Elle est aussi très faible pour les sites BVC, UP, CP et ME. La corrélation est supérieure à 0.5 pour les sites GU, HV, WB, HY, AB, BX, WE, LW et SH.

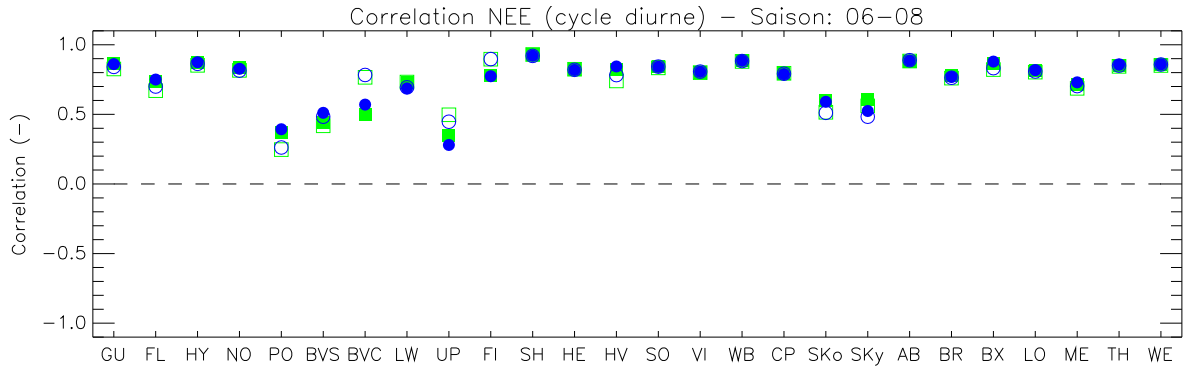


FIG. 5.9 – Corrélation entre les séries semi-horaires (JJA) observées et simulées du flux net de carbone pour deux options d'ISBA : ISBA-CC (cercles bleus foncés) et ISBA- $A-g_s$ avec la paramétrisation de la respiration de l'écosystème en Q_{10} (carrés verts) ; stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

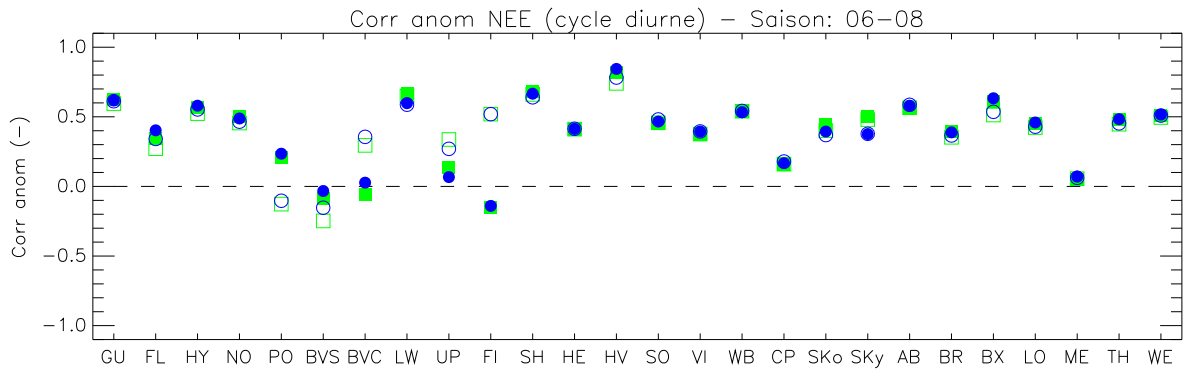


FIG. 5.10 – Corrélations entre les séries semi-horaires d'anomalies au cycle diurne moyen (JJA) observées et simulées du flux net de carbone pour deux options d'ISBA : ISBA-CC (cercles bleus foncés) et ISBA- $A-g_s$ avec la paramétrisation de la respiration de l'écosystème en Q_{10} (carrés verts) ; stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

Discussion

La comparaison entre ISBA-CC et les mesures des sites FLUXNET montre que les variations de la NEE, aux échelles saisonnière et diurne, sont reproduites de manière contrastée suivant les sites. Les corrélations sont moins élevées que celles obtenues pour les flux turbulents. Les meilleurs scores sont obtenus pour les sites GU, HV, HE, SO, VI, TH, AB, BX, LO, HY, WB, WE, NO et SH. Les sites les moins bien simulés sont ME, SKy, CP, PO, BVS, BVC et UP. Ces résultats montrent qu'il y a une relation entre les performances du modèle pour simuler les flux du bilan d'énergie et le flux net de carbone.

Ici encore, trois sources d'erreur peuvent être responsables des différences entre le modèle et les observations : les erreurs sur la mesure du flux de NEE, les erreurs sur le forçage atmosphérique, et les erreurs du modèle.

La méthode des corrélations turbulentes comporte certaines limitations pour la mesure du flux net de carbone (Baldocchi *et al.*, 2001). En particulier, la sous-estimation du flux nocturne en conditions de vent faible peut avoir un impact sur la forme du cycle diurne observé. Ces limitations affectent non seulement la valeur instantanée du flux, mais aussi ses variations temporelles relatives. De plus, même si les erreurs de mesure sont plus difficiles à quantifier, il est vraisemblable que les erreurs responsables de la non-fermeture du bilan d'énergie ont aussi un impact sur la qualité de la mesure du flux de carbone (Twine *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2002).

Les variables climatiques ont aussi un impact très important sur le flux net de carbone échangé entre la surface terrestre et l'atmosphère, en particulier la température, les précipitations et le rayonnement solaire. La reconstitution des données manquantes de rayonnement solaire et de rayonnement infrarouge descendant peut donc aussi être la cause de différences entre le modèle et les observations pour le flux de NEE.

Les erreurs liées au modèle peuvent aussi être responsables des différences entre les simulations et les observations. Par exemple, le flux net de carbone dépend de la capacité du modèle à bien représenter des variables clés, telles que le LAI ou le contenu en eau du sol, mais les observations sont insuffisantes pour valider ces variables. En particulier, les corrélations faibles sur les sites agricoles PO, BVC et BVS s'expliquent sans doute par une mauvaise simulation du cycle de croissance de la végétation, due à la non prise en compte des pratiques agricoles dans le modèle. De plus, le flux net de carbone est le bilan entre deux flux de signes opposés : la production primaire brute et la respiration de l'écosystème. La valeur du flux de NEE est faible en comparaison des flux de GPP et de respiration. Ainsi, une erreur relative faible du modèle sur un des deux flux peut provoquer une erreur importante sur la NEE, voire même une erreur sur le signe du flux net. Cela peut entraîner un mauvais phasage du flux de NEE, et expliquer les corrélations faibles obtenues pour certains sites entre les séries de moyennes mensuelles, alors que les

corrélations entre les séries d'anomalies dessaisonnalisées sont plus fortes.

5.5.2 Comparaison entre ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$

Le flux net de carbone simulé est comparé pour deux options d'ISBA : ISBA-CC, qui simule séparément les composantes autotrophe et hétérotrophe de la respiration de l'écosystème, et ISBA- $A-g_s$ avec LAI interactif, qui utilise une paramétrisation de la respiration de l'écosystème en Q_{10} suivant la température.

Comparaison ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$ - cycle annuel

La figure 5.7 montre les valeurs de corrélations entre les séries de moyennes mensuelles observées et simulées du flux net de carbone, obtenues avec ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$. Les valeurs de corrélations sont comparables pour la plupart des sites. La corrélation est meilleure avec ISBA-CC pour les sites FL, NO, BVS, BVC et HV. Elle est moins bonne pour les sites LW, UP, SH, WB, SKy et BR. Pour presque tous ces sites, la meilleure corrélation est obtenue grâce à un meilleur positionnement des pics au cours de l'année.

La variabilité inter-annuelle est plus impactée par la paramétrisation de la respiration, mais là encore, aucune des options ne permet d'améliorer systématiquement la corrélation entre les séries dessaisonnalisées (figure 5.8). ISBA-CC est mieux corrélé avec les observations que ISBA- $A-g_s$ pour les sites FL, HV, VI, CP, BX et ME, mais la corrélation est inférieure pour les sites BVC, LW, HE, SO, WB, SKo, SKy et BR.

Comparaison ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$ - cycle diurne

La figure 5.9 montre les valeurs de corrélations entre les séries semi-horaires de NEE pour les deux options du modèle et les deux stratégies. Les valeurs de corrélation sont semblables entre ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$, seuls quelques sites montrent de légères différences. Le même résultat est obtenu pour les corrélations entre les séries d'anomalies au cycle diurne moyen (figure 5.10).

Les écarts entre les corrélations sont beaucoup moins marqués que ceux obtenus avec les moyennes mensuelles. En effet, les variations diurnes de la NEE sont contrôlées principalement par le cycle diurne de la GPP, identique dans les deux options du modèle. De plus, la variabilité de la température est beaucoup plus forte que celle du contenu en eau du sol, et c'est donc elle qui détermine la variabilité de la respiration de l'écosystème.

5.5.3 Impact de la réponse de la respiration du sol à l'humidité

La comparaison entre ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$ montre peu d'influence de la paramétrisation de la respiration de l'écosystème sur les corrélations avec le flux de NEE observé. Ce résultat est dû au fait que la NEE est le bilan entre deux flux de carbone, la production primaire brute et la respiration de l'écosystème. La production primaire brute est la même dans les deux options du modèle, et contribue en partie aux variations de la NEE. D'autre part, la respiration est essentiellement pilotée par les variations de température dans les deux options.

Cependant, la paramétrisation de la respiration de l'écosystème d'ISBA-CC est plus complexe que celle d'ISBA- $A-g_s$. Sa paramétrisation de la respiration hétérotrophe tient compte de la température, mais aussi de l'humidité de la surface et du sol. On s'intéresse ici à l'impact de la réponse à l'humidité de la respiration hétérotrophe sur le flux net de carbone.

Relation entre le SWC et la NEE dans les observations

Tout d'abord, on cherche s'il existe un lien linéaire, entre l'humidité du sol et la respiration hétérotrophe, détectable dans les observations. Pour éliminer le terme de production primaire brute, seules les échéances nocturnes sont sélectionnées. La NEE n'est alors constituée que du terme de respiration. Seuls les jours pour lesquels plus du quart des observations sont disponibles sont conservés pour l'analyse (12 observations semi-horaires). Les observations de contenu en eau du sol (SWC, Soil Water Content) et de NEE sont moyennées quotidiennement. Puis elles sont organisées en plusieurs classes, suivant la température quotidienne moyenne, par intervalles de température de 5°C, afin d'éliminer la corrélation entre l'humidité du sol et la température. Enfin, la corrélation entre les deux séries de moyennes quotidiennes de SWC et de NEE est calculée, pour mettre en évidence la relation linéaire entre les deux variables.

Seuls 3 sites parmi les 26 étudiés ont des observations de contenu en eau du sol : BVC, LW et ME. Les corrélations entre les moyennes quotidiennes nocturnes de SWC et de NEE sont listées dans le tableau 5.10, et tracées sur la figure 5.11 pour ces trois sites, lorsqu'il y a plus de 30 valeurs de moyennes quotidiennes dans la plage de température. Plusieurs plages de températures montrent des valeurs absolues de corrélation supérieures à 0.2. Par exemple, les observations montrent une liaison linéaire directe assez forte entre le SWC et la NEE pour le site LW et la plage (25 °C; 30 °C). La liaison linéaire est indirecte pour le site ME et la plage (−5 °C; 0 °C).

Site	Température (°C)	Nbre de jours (observations)	Corrélation (observations)	Nbre de jours (modèle)	Corrélation (modèle)
BVC	-10 ; -5	0	-	29 / 29	-0.290 / -0.295
	-5 ; 0	34	0.335	78 / 75	0.276 / 0.299
	0 ; 5	49	0.268	119 / 113	0.292 / 0.268
	5 ; 10	51	0.240	80 / 86	0.200 / 0.223
	10 ; 15	56	0.318	116 / 121	0.173 / 0.192
	15 ; 20	54	0.355	125 / 131	0.112 / 0.134
	20 ; 25	65	-0.080	74 / 67	0.077 / 0.084
	25 ; 30	22	0.200	13 / 12	-0.040 / 0.126
LW	-10 ; -5	0	-	4 / 4	-0.830 / -0.395
	-5 ; 0	2	1.000	22 / 22	-0.099 / -0.040
	0 ; 5	14	0.072	77 / 76	-0.214 / -0.149
	5 ; 10	38	-0.101	78 / 78	-0.219 / -0.155
	10 ; 15	63	-0.185	105 / 106	-0.014 / 0.034
	15 ; 20	52	-0.081	99 / 101	0.294 / 0.292
	20 ; 25	115	0.227	111 / 115	0.363 / 0.381
	25 ; 30	34	0.811	126 / 121	0.669 / 0.711
ME	30 ; 35	5	-0.203	25 / 25	0.701 / 0.704
	-10 ; -5	0	-	9 / 9	-0.477 / -0.432
	-5 ; 0	29	-0.602	94 / 93	-0.442 / -0.417
	0 ; 5	101	-0.490	199 / 200	-0.580 / -0.583
	5 ; 10	86	0.248	157 / 158	-0.399 / -0.416
	10 ; 15	139	0.350	131 / 130	0.171 / 0.167
	15 ; 20	102	0.252	35 / 35	0.215 / 0.213
	20 ; 25	0	-	4 / 4	0.892 / 0.910

TAB. 5.10 – Comparaison des corrélations entre SWC observé et NEE observée, et entre SWC simulé par ISBA et NEE observée, pour les sites BVC, LW et ME. Pour le modèle, les deux valeurs de corrélation correspondent à la stratégie d'évitement du stress / la stratégie de tolérance au stress.

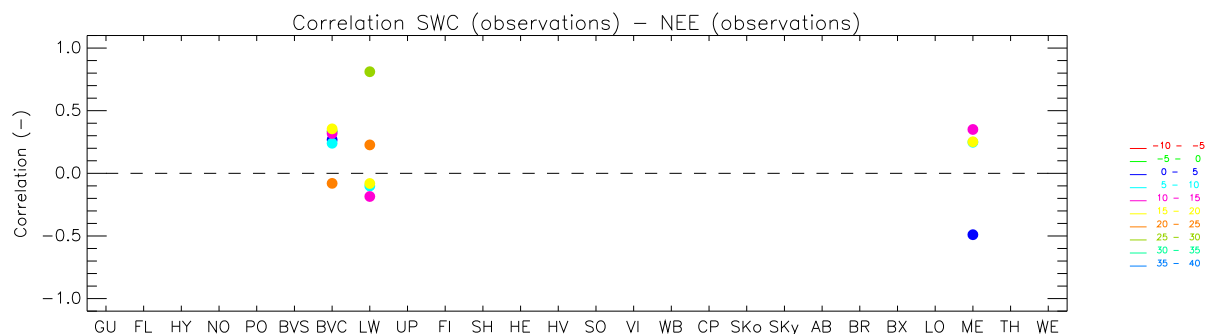


FIG. 5.11 – Corrélations entre les séries de moyennes quotidiennes nocturnes observées de contenu en eau du sol et de flux net de carbone pour différentes plages de températures.

Relation entre le SWC du modèle et des observations

Site	Nombre de jours	Corrélation
BVC	365	0.52 / 0.53
LW	389	0.84 / 0.85
ME	512	0.82 / 0.81

TAB. 5.11 – Corrélations entre les moyennes quotidiennes de SWC observé et simulé par ISBA pour les sites BVC, LW et ME, avec la stratégie d'évitement du stress / la stratégie de tolérance au stress.

Pour ces 3 sites, le tableau 5.11 montre les valeurs de corrélations entre les séries de moyennes quotidiennes de contenu en eau du sol observé et simulé par ISBA (le contenu en eau du sol n'est pas modifié par la paramétrisation de la respiration de l'écosystème, et les corrélations sont donc les mêmes pour les simulations d'ISBA- $A-g_s$ et d'ISBA-CC). Le modèle reproduit bien les variations quotidiennes de contenu en eau du sol pour les écosystèmes naturels des sites LW et ME. La variabilité du site agricole BVC est moins bien reproduite, car le modèle ne simule pas l'irrigation. Ces bonnes corrélations montrent que le contenu en eau du sol simulé peut être utilisé pour représenter les variations du contenu en eau du sol observé.

Le tableau 5.10 compare les valeurs de corrélation obtenues pour les sites BVC, LW et ME, entre les moyennes quotidiennes de SWC observé et de NEE observée d'une part (tracées sur la figure 5.11), et entre les moyennes quotidiennes de SWC simulé et de NEE observée d'autre part. Lorsqu'il y a suffisamment d'observations (plus de 30 valeurs moyennes quotidiennes), la corrélation entre les séries observées est presque toujours po-

sitive pour le site BVC, ainsi que pour les plages de températures les plus hautes pour les sites LW et ME. Elle est négative pour les plages de températures les plus basses. La plupart des plages de températures avec plus de 30 observations quotidiennes montrent une valeur absolue de la corrélation supérieure à 0.2. Dans ces cas-là, la corrélation entre les moyennes quotidiennes de SWC simulé et de NEE observée ont le même signe et le même ordre de grandeur que les corrélations entre les séries observées.

Le modèle simule donc des variations de contenu en eau du sol suffisamment réalistes, pour capturer la relation linéaire entre le SWC et la NEE détectée dans les observations, et son intensité. Ce résultat permet d'élargir l'analyse aux sites qui ne possèdent pas d'observations de contenu en eau du sol, en prenant comme référence la corrélation entre le SWC simulé et la NEE observée.

Relation entre le SWC simulé et la NEE observée

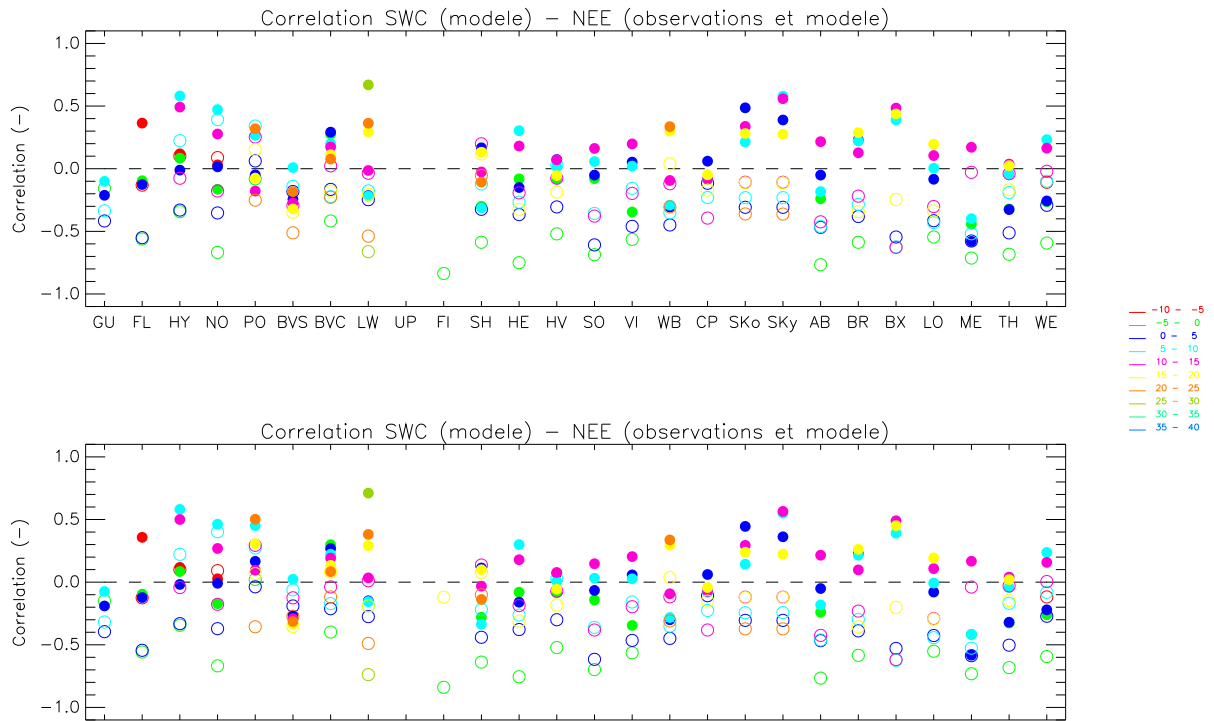


FIG. 5.12 – Corrélations entre les séries de moyennes quotidiennes nocturnes de contenu en eau du sol et de flux net de carbone pour différentes plages de températures : NEE observée et SWC simulé par ISBA- $A-g_s$ (symboles pleins), NEE et SWC simulés par ISBA- $A-g_s$ (symboles évidés); Stratégie d'évitement du stress (haut) et stratégie de tolérance au stress (bas).

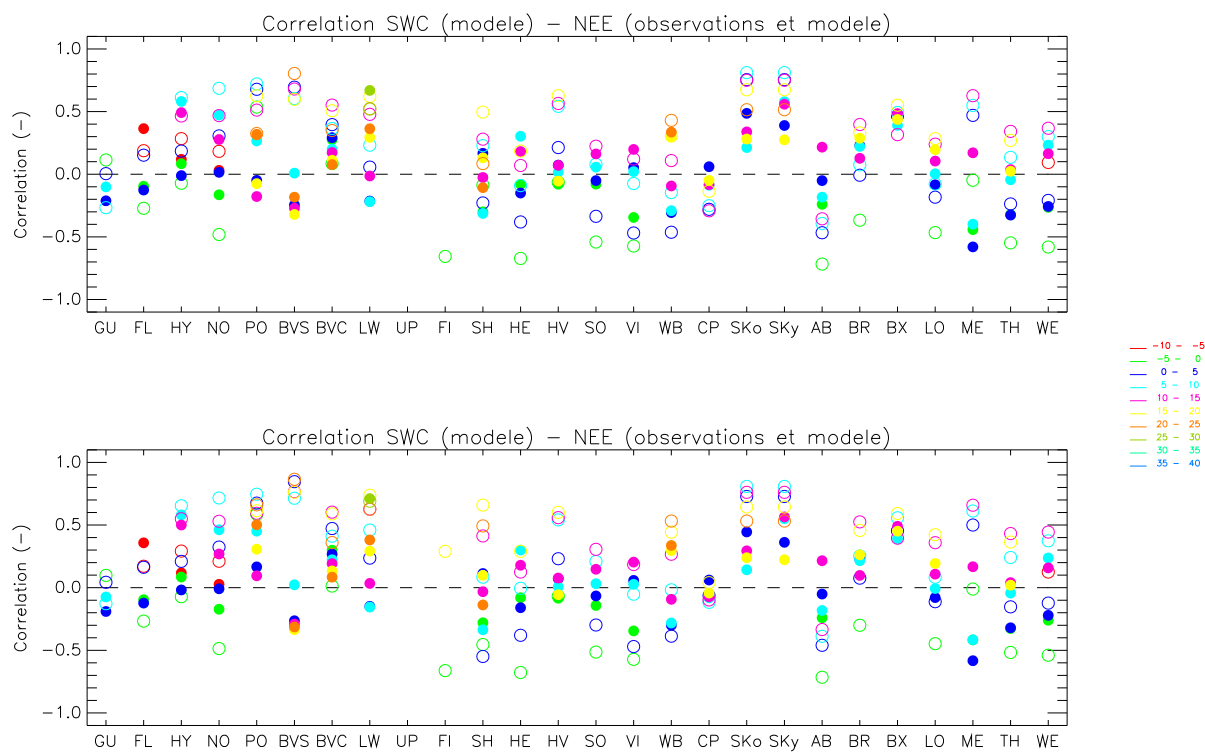


FIG. 5.13 – Corrélations entre les séries de moyennes quotidiennes nocturnes de contenu en eau du sol et de flux net de carbone pour différentes plages de températures : NEE observée et SWC simulé par ISBA-CC (symboles pleins), NEE et SWC simulés par ISBA-CC (symboles évidés) ; Stratégie d'évitement du stress (haut) et stratégie de tolérance au stress (bas).

Les figures 5.12 et 5.13 comparent les corrélations entre les séries de moyennes quotidiennes de SWC simulé et de NEE observée d’une part, et entre les séries de SWC simulé et de NEE simulée d’autre part, pour ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC respectivement. Les valeurs de corrélation sont tracées seulement pour les plages de températures pour lesquelles il y a plus de 30 valeurs quotidiennes moyennes par année de simulation.

La plupart des sites montrent des valeurs absolues de corrélation entre SWC simulé et NEE observée supérieures à 0.2 (symboles pleins figure 5.12). En général, les corrélations sont positives pour les températures les plus élevées et négatives pour les températures les plus basses : les valeurs de corrélation positives supérieures à 0.2 sont associées à des températures supérieures à 5 °C, sauf pour les sites FL, BVC, SKo, SKy. La plupart des valeurs de corrélation négatives inférieures à -0.2 correspondent à des plages de températures inférieures à 10 °C, excepté pour le site BVS. La stratégie a peu d’influence sur les corrélations entre le SWC simulé et la NEE observée. Les corrélations sont du même ordre de grandeur, et sont supérieures en valeur absolue à 0.2 pour les mêmes plages de températures. Seul le site PO montre des corrélations systématiquement plus fortes pour la stratégie de tolérance au stress.

Relation entre le SWC et la NEE dans le modèle

La figure 5.12 montre aussi les corrélations entre le SWC simulé et la NEE simulée par ISBA- $A-g_s$ avec la paramétrisation de la respiration de l’écosystème en Q_{10} . Cette option d’ISBA produit presque toujours une corrélation négative entre le SWC et la NEE simulés pour toutes les plages de températures, et de valeur souvent inférieure à -0.2. Cela vient du fait que la respiration de l’écosystème ne dépend pas directement de l’humidité du sol dans cette option, mais seulement de la température. La relation entre le SWC et la NEE nocturne se fait donc via leur lien respectif avec la température du sol. Malgré le découpage en plages de températures de 5 °C, la température de surface et le contenu en eau du sol restent corrélés négativement, tandis que la NEE et la température sont corrélées positivement. Cela se traduit par une corrélation négative forte entre le SWC et la NEE dans le modèle. ISBA- $A-g_s$ reproduit bien les corrélations négatives obtenues entre la NEE observée et le SWC du modèle pour les températures inférieures à 10°C, mais ne permet pas de reproduire la plupart des valeurs de corrélation positives supérieures à 0.2 aux températures plus élevées. Au contraire, la valeur de corrélation entre le SWC simulé et la NEE simulée est presque toujours inférieure à -0.2 dans ce cas.

La figure 5.13 compare les corrélations entre le SWC simulé et la NEE observée et le SWC simulé et la NEE simulée par ISBA-CC. Comme ISBA- $A-g_s$, ISBA-CC reproduit bien les corrélations négatives observées pour les plages de températures inférieures à 10 °C, en partie à cause de l’anti-corrélation entre la température et l’humidité du

sol déjà mentionnée ci-dessus. D'autre part, ces plages de températures correspondent à l'hiver, au début du printemps ou à la fin de l'automne. Ces périodes sont généralement caractérisées par beaucoup de précipitations et peu d'évaporation, et l'humidité du sol est donc importante, entre la capacité au champ et la saturation. La courbe de réponse de la décomposition de la matière organique du sol à l'humidité utilisée dans ISBA-CC présente une pente négative pour ces valeurs d'humidité du sol (figure 4.3), ce qui renforce l'anti-corrélation entre le SWC et la NEE. Une partie de l'eau du sol peut également être gelée pour les températures les plus faibles, et il y a donc moins d'eau liquide disponible pour la décomposition. ISBA-CC produit presque toujours une corrélation positive entre le SWC et la NEE simulés pour les plages de températures supérieures à 5 °C, et souvent supérieure à 0.2. Pour les sites PO, BVS, BVC, LW, HV, SKo et SKy, les valeurs de corrélation sont positives pour toutes les plages de températures. Pour ces sites, le SWC est généralement compris entre le point de flétrissement et la capacité au champ, et la pente de la fonction de réponse de la décomposition de la matière organique du sol à l'humidité est donc positive (figure 4.3). Cela se traduit par une corrélation positive entre le SWC et la NEE. L'option ISBA-CC permet ainsi de reproduire le lien linéaire direct, entre le SWC simulé et la NEE observée, mis en évidence par des valeurs de corrélation supérieures à 0.2. En effet, presque toutes les valeurs de corrélation supérieures à 0.2 obtenues entre le SWC simulé et la NEE observée sont associées à une valeur de corrélation supérieure à 0.2 entre le SWC et la NEE simulés (ISBA-CC a même souvent tendance à produire des valeurs de corrélation plus fortes). En particulier, pour les sites SKo, SKy et BX, toutes les valeurs de corrélation entre le SWC simulé et la NEE observée sont supérieures à 0.2, et cette caractéristique est reproduite entre le SWC simulé et la NEE simulée. Seules les valeurs de corrélation du site BVS, et dans une moindre mesure du site PO, sont moins bien reproduites par ISBA-CC que par ISBA- $A-g_s$, mais ces deux sites sont des sites agricoles, et ISBA ne simule pas les pratiques agricoles, en particulier l'irrigation.

Bilan

Cette comparaison montre que l'option ISBA-CC permet de reproduire le lien linéaire existant entre le contenu en eau du sol et la NEE nocturne, alors que l'option ISBA- $A-g_s$ ne le permet pas. Cela est dû au fait que le modèle ISBA-CC inclut une paramétrisation de la décomposition de la matière organique du sol qui dépend du contenu en eau du sol, alors que l'option ISBA- $A-g_s$ simule la respiration de l'écosystème par une paramétrisation qui dépend seulement de la température du sol. La limitation de la respiration hétérotrophe par le stress hydrique du sol peut s'opposer à l'effet de l'augmentation de la température. Par exemple, Ciais *et al.* (2005) ont montré que la respiration de l'écosystème avait diminué lors de la canicule et la sécheresse de 2003 en Europe, et que la diminution de la quantité de carbone stocké par les écosystèmes était due à une diminution de la production primaire

brute. Ce mécanisme pourrait s'avérer déterminant pour le bilan de carbone au cours du prochain siècle, car ces événements climatiques pourraient devenir plus fréquents et plus intenses aux latitudes tempérées. L'aptitude d'ISBA-CC à reproduire les variations de la NEE en fonction de l'eau du sol confirme donc l'intérêt du modèle pour améliorer le réalisme de la simulation du flux net de carbone, et étudier ses variations futures.

5.6 Influence de la stratégie de réponse au stress hydrique du sol

La paramétrisation de la résistance stomatique utilisée dans ISBA- $A-g_s$ et ISBA-CC, permet de distinguer deux types de réponse au stress hydrique dans le sol : la stratégie d'évitement du stress et la stratégie de tolérance au stress (voir chapitre 1). Ces deux stratégies simulent des réponses différentes lorsque le contenu en eau du sol est inférieur à la capacité au champ. Cette distinction permet de simuler des différences de comportement réellement observées (Calvet, 2000; Calvet *et al.*, 2004), mais pose la question du choix de la stratégie à utiliser, notamment à l'échelle globale.

Les flux turbulents simulés par les deux stratégies sont en général très proches (figures D.2, D.3, D.6 et D.7). En particulier, les différences entre les flux simulés par une même option avec les deux stratégies sont petites en comparaison de celles obtenues entre ISBA- $A-g_s$ ou ISBA-CC et ISBA-standard. Cependant, pour certains sites, les statistiques tracées sur les figures 5.1 à 5.6 montrent une nette différence entre la stratégie de tolérance au stress et la stratégie d'évitement du stress pour les flux turbulents : les flux simulés sont plus proches des flux observés avec la stratégie d'évitement du stress pour les sites PO et BVS, et avec la stratégie de tolérance au stress pour les sites BVC, SH et LW. La stratégie de réponse au stress hydrique du sol n'a pas d'impact sur les statistiques du rayonnement net.

Les statistiques entre les séries de NEE observée et de NEE simulées par ISBA-CC avec la stratégie d'évitement du stress et la stratégie de tolérance au stress sont également très proches en général. Cependant, une des deux stratégies améliore parfois de manière sensible la valeur de la corrélation (figures 5.7 à 5.10) : la stratégie d'évitement du stress permet de simuler des variations du flux net de carbone plus proches des observations pour les sites FL, NO, PO, BVS, HV, SKo et BX, tandis que la stratégie de tolérance au stress améliore la simulation de la NEE pour les sites GU, BVC, UP, LW et FI.

La stratégie a plus d'impact sur les corrélations du flux de NEE que sur les statistiques des flux turbulents. Cela s'explique par le fait que le flux d'assimilation nette est largement influencé par la stratégie, à la fois via la conductance stomatique, l'indice foliaire et

l'humidité du sol. De même, la respiration dépend de la biomasse, et donc de la quantité de carbone accumulée par la photosynthèse, et de l'humidité du sol. Cependant, presque tous les sites montrant un impact de la stratégie sur les flux turbulents montrent aussi un impact sur le flux net de carbone, avec la même stratégie qui se démarque : c'est le cas des sites PO et BVS avec la stratégie d'évitement du stress, et les sites BVC et LW avec la stratégie de tolérance au stress. Le site SH montre un impact faible de la stratégie sur la NEE.

Le choix de la stratégie est un problème délicat, car la stratégie dépend de l'espèce, mais aussi de l'environnement de la plante. L'évaluation des performances du modèle sur un grand nombre de sites est aussi un moyen de comparer les résultats concernant la stratégie avec des études précédentes réalisées avec ISBA- $A-g_s$. Le site PO est un site agricole occupé par du blé d'hiver (de type C_3). Il ressort de cette étude que la stratégie d'évitement du stress donne des résultats plus proches des observations, à la fois pour les flux turbulents et le flux net de carbone. C'est aussi la stratégie utilisée par Calvet *et al.* (2007) pour ce type de végétation. De même, le site BVS est situé sur une culture de soja (de type C_3) et la stratégie d'évitement du stress apparaît meilleure pour ce site. C'est aussi la stratégie mise en évidence par Calvet (2000) pour cette espèce, lors du développement de la paramétrisation de la réponse au stress hydrique pour les herbacées. La stratégie de tolérance au stress se révèle meilleure pour le maïs du site BVC (de type C_4), en accord avec le choix de Calvet *et al.* (2007) sur le Sud-Ouest de la France. Elle s'impose aussi pour la toundra du site UP, seul site d'herbacées de type C_3 disponible pour cette étude, et concorde ainsi avec la stratégie utilisée par Calvet (2000) pour la prairie de type C_3 du site MUREX. La réponse au stress hydrique des herbacées naturelles de type C_4 n'a pas été étudiée précédemment avec ISBA- $A-g_s$ faute de données sur ce type de végétation, mais les trois sites disponibles pour cette étude, LW, FI et SH, sont mieux simulés avec la stratégie de tolérance au stress. Les forêts de conifères des sites FL, NO et BX montrent toutes les trois un meilleur comportement de la stratégie d'évitement du stress, aussi choisie pour le pin maritime par Calvet *et al.* (2004) et Rivalland *et al.* (2005). Dans les études précédentes, seule la stratégie de tolérance au stress a été utilisée pour les feuillus décidus : pour le hêtre par Rivalland (2003), et pour le chêne par Calvet *et al.* (2004). Cette étude sur les sites FLUXNET montre des résultats contrastés pour ce type de végétation : la stratégie d'évitement du stress est meilleure pour le site HV, tandis que la stratégie de tolérance au stress améliore les simulations sur le site GU. Cependant, le site HV est un site de forêt mixte composé à 30% de conifères, et est donc peu représentatif du type des feuillus décidus. La stratégie d'évitement du stress est meilleure pour le site de feuillus persistants SKo. Ce type de végétation n'est pas représenté dans les études précédentes. Cependant, SKo est un site de maquis méditerranéen en train de se régénérer après un incendie, et ce résultat ne peut donc pas être généralisé au type de végétation des feuillus persistants à l'échelle globale, essentiellement constitué par les forêts tropicales.

5.7 Comparaison avec d'autres modèles

Le modèle de surface de l'IPSL, ORCHIDEE, a été validé sur les 26 sites de cette étude par Krinner *et al.* (2005). Les simulations ont été réalisées pour les mêmes années, avec le même forçage atmosphérique. Les statistiques sont aussi calculées ici de la même manière pour les deux modèles : pour les moyennes mensuelles, seuls les mois pour lesquels plus de la moitié des observations sont disponibles sont sélectionnés pour la comparaison entre le modèle et les observations ; pour les séries de données semi-horaires, toutes les échéances observées sont sélectionnées, et non pas seulement les mois d'été comme précédemment. De plus, ce sont les corrélations au carré, et non les corrélations simples, qui sont tracées sur les figures 5.14 et 5.15.

La figure 5.14 montre le carré des corrélations entre les séries de moyennes mensuelles observées et simulées par ORCHIDEE et ISBA-CC pour les différents flux de surface. Les corrélations obtenues pour le rayonnement net sont très comparables entre les deux modèles. La corrélation simulée par ISBA-CC est plus forte pour les sites UP et VI, mais pour UP seulement trois mois d'observations sont disponibles. Les RMSE présentent plus de différences (non montré), mais aucun des deux modèles n'est systématiquement plus proche des observations. De plus, les plus fortes valeurs de RMSE sont généralement simulées sur les mêmes sites par les deux modèles (ME, PO, SKo, SKy et WB). Ce résultat suggère que les différences entre les observations et le modèle sur le flux de rayonnement net, proviennent soit des incertitudes sur les mesures ou le forçage atmosphérique, soit d'un défaut commun aux deux modèles dans la représentation du bilan d'énergie en surface. Les différences entre les deux modèles sont plus marquées pour les flux turbulents. ORCHIDEE simule des variations du flux de chaleur latente plus proches des observations qu'ISBA-CC pour les sites BVS, FL, HV, PO, SH et SKo tandis que ISBA-CC obtient un meilleur score pour les sites BR, GU, LO, LW, ME, SKy, et VI. Cette meilleure performance sur le flux de chaleur latente se traduit également par une meilleure corrélation pour le flux de chaleur sensible sur la plupart des sites concernés. Les corrélations sont différentes sur presque tous les sites pour le flux net de carbone. ORCHIDEE montre des variations de la NEE plus proches des observations pour AB, BR, CP, FL, HY, NO, PO, UP et WE, tandis qu'ISBA-CC se distingue sur les sites BVC (stratégie de tolérance au stress), BX, GU, LW, et SO.

La figure 5.15 montre le carré des corrélations entre les séries de valeurs semi-horaires observées et simulées par ORCHIDEE et ISBA-CC pour les différents flux de surface. Là encore, les corrélations sont très proches pour la plupart des sites pour le flux de rayonnement net. ISBA-CC produit des meilleures corrélations sur les sites AB, FL, HE, HV, LW, UP, VI et WB. ORCHIDEE améliore légèrement la corrélation du site BVS. De même les corrélations pour les flux turbulents sont généralement plus élevées avec

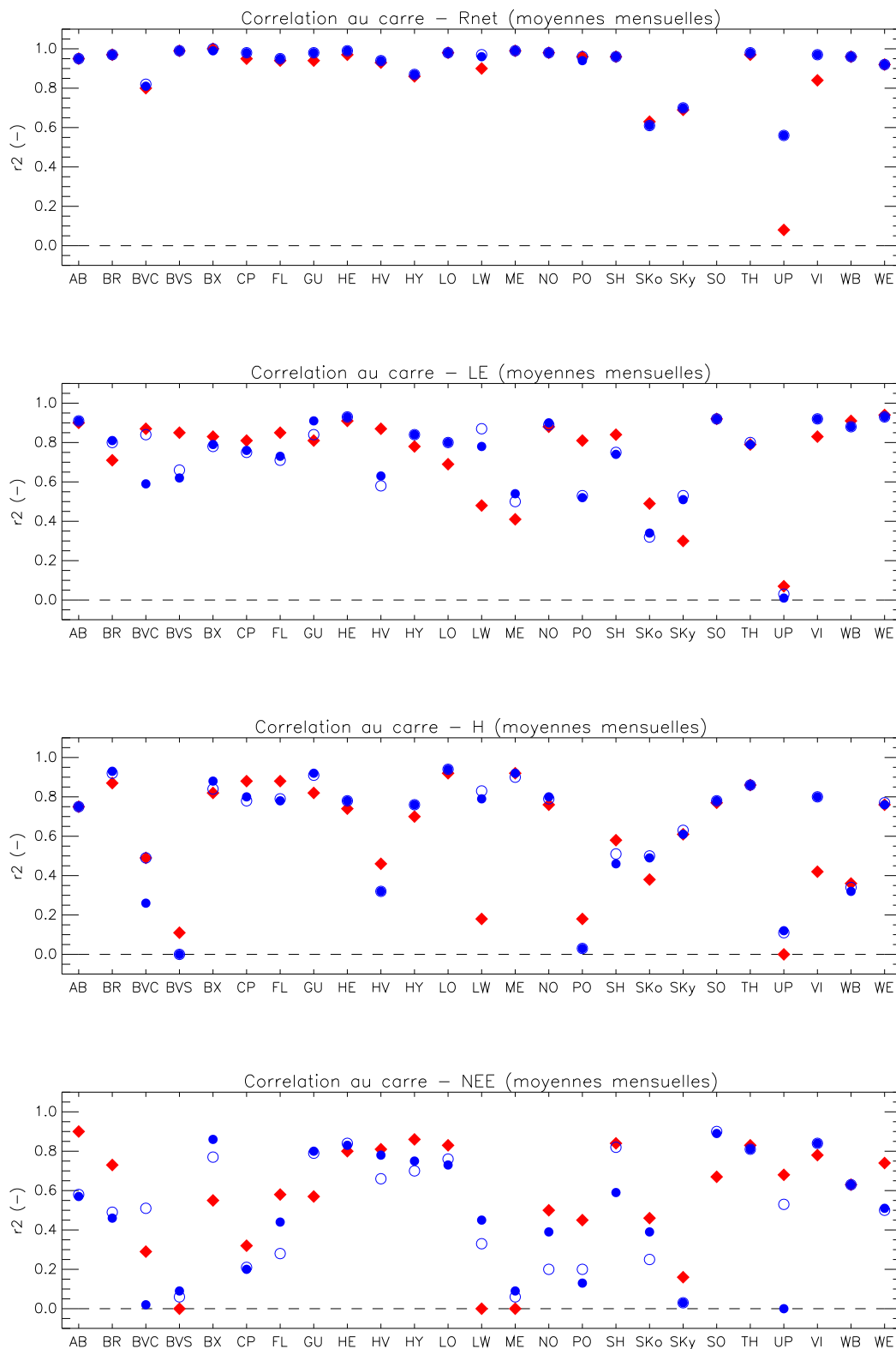


FIG. 5.14 – Corrélation au carré entre les séries de moyennes mensuelles observées et simulées de rayonnement net, de flux de chaleur latente, de flux de chaleur sensible et de flux net de carbone pour ORCHIDEE (losanges rouges) et ISBA-CC (cercles bleus foncés) : stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

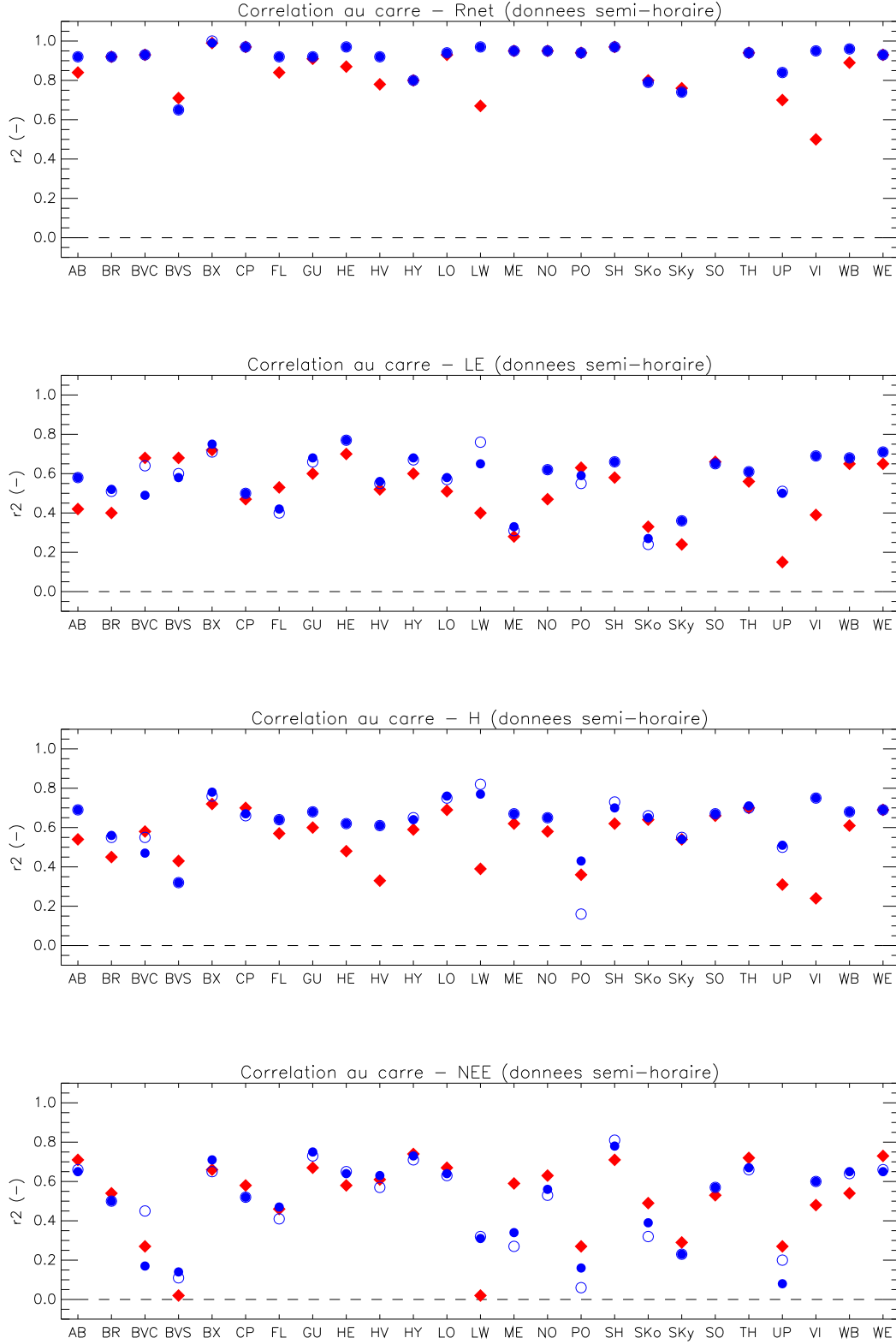


FIG. 5.15 – Corrélation au carré entre les séries semi-horaires observées et simulées de rayonnement net, de flux de chaleur latente, de flux de chaleur sensible et de flux net de carbone pour ORCHIDEE (losanges rouges) et ISBA-CC (cercles bleus foncés) : stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés).

ISBA-CC qu'avec ORCHIDEE, sauf sur BVS pour le flux de chaleur sensible, et sur BVS et FL pour le flux de chaleur latente. Les écarts entre les corrélations obtenues par les deux modèles sont moins importants qu'avec les séries de moyennes mensuelles pour le flux net de carbone. Les résultats mettent en évidence l'avantage d'ORCHIDEE sur les sites ME, NO, PO, SKo, UP et WE, et celui d'ISBA-CC sur BVC (stratégie de tolérance au stress), GU, HE, LW, SH, VI et WB.

Les données FLUXNET ont aussi été utilisées par Morales *et al.* (2005) pour faire une inter-comparaison entre quatre modèles d'écosystème terrestre : RHESSys, GOTILWA+, LPJ-GUESS et ORCHIDEE. Ces modèles simulent tous les quatre les flux de carbone et d'eau échangés entre la surface terrestre et l'atmosphère. Les modèles sont comparés aux observations en calculant les moyennes mensuelles sur les données de flux mesurées complétées suivant Falge *et al.* (2001a) sur la période 1996-1998 pour 15 sites de forêts du réseau EUROFLUX. 11 des 15 sites sont communs avec cette étude : CP, BX, VI, TH, BR, SO, AB, NO, HY, GU et FL.

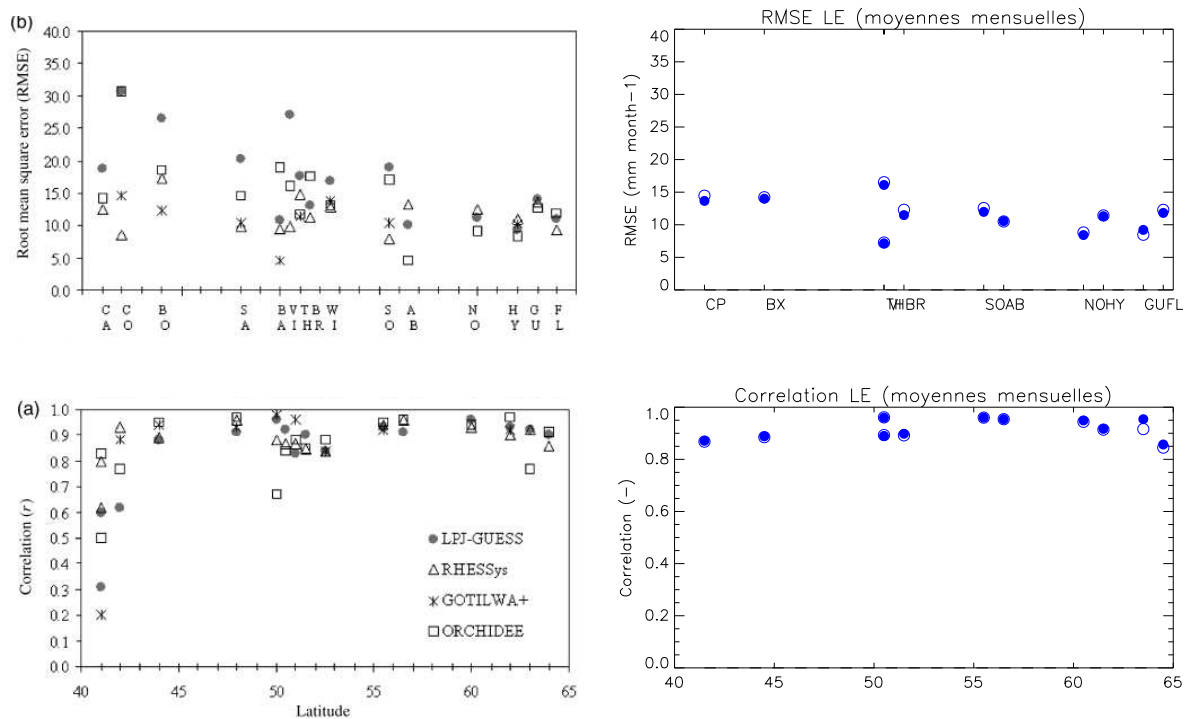


FIG. 5.16 – RMSE (en haut) et corrélation (en bas) entre les séries de moyennes mensuelles observées de flux d'évapotranspiration ($mm\ mois^{-1}$) et des modèles de l'intercomparaison (Morales *et al.*, 2005) (à gauche) et d'ISBA-CC (à droite) : stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés). Sites communs : CA (ou CP), BO (ou BX), VI, TH, BR, SO, AB, NO, HY, GU et FL.

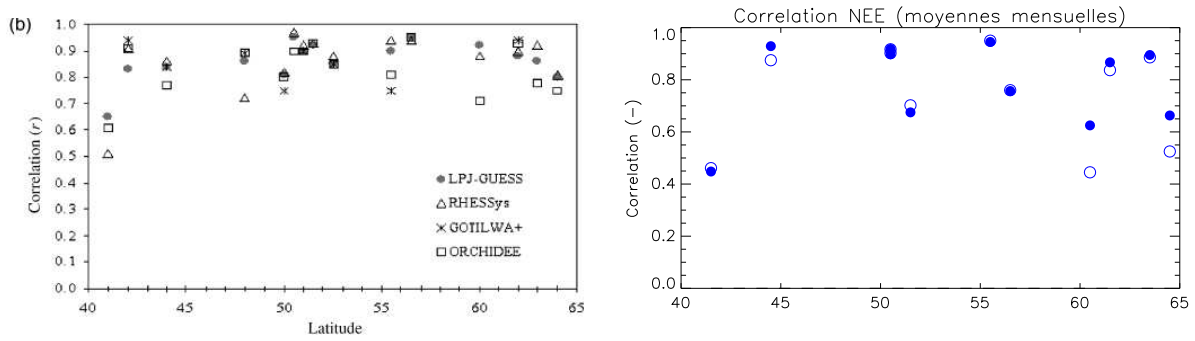


FIG. 5.17 – Corrélation entre les séries de moyennes mensuelles observées de flux net de carbone ($gC\ m^{-2}\ mois^{-1}$) et des modèles de l'intercomparaison (Morales *et al.*, 2005) (à gauche) et d'ISBA-CC (à droite) : stratégie d'évitement du stress (symboles pleins) et stratégie de tolérance au stress (symboles évidés). Sites communs : CA (ou CP), BO (ou BX), VI, TH, BR, SO, AB, NO, HY, GU et FL.

La figure 5.16 compare les RMSE et les corrélations entre les séries de moyennes mensuelles du flux d'évapotranspiration obtenus par Morales *et al.* (2005) et par ISBA-CC. Le RMSE d'ISBA-CC est systématiquement parmi les plus faibles sur tous les sites, en particulier pour les sites VI, BR, NO et GU. De plus, la corrélation entre ISBA-CC et les moyennes mensuelles observées est supérieure à 0.85 pour tous les sites. ISBA-CC se compare donc favorablement aux quatre modèles utilisés par Morales *et al.* (2005) en ce qui concerne le flux d'eau échangé entre la surface et l'atmosphère.

La figure 5.17 compare les corrélations entre les séries de moyennes mensuelles du flux net de carbone obtenues par Morales *et al.* (2005) et par ISBA-CC. Les RMSE ne sont pas montrés, car le flux de NEE simulé par ISBA-CC est à l'équilibre en moyenne annuelle. Les résultats concernant la NEE sont plus contrastés que pour le flux d'eau : ISBA-CC se classe parmi les meilleurs modèles pour les sites BX, VI, TH, SO, HY et GU, mais obtient la corrélation la plus faible pour les sites CP, BR, AB, NO et FL.

Cette comparaison, entre les résultats obtenus par ISBA-CC et d'autres modèles d'écosystème terrestre, montre que les performances de la nouvelle option d'ISBA sont similaires à celles des modèles équivalents. ISBA-CC se situe parmi les meilleurs modèles pour la simulation du flux d'eau échangé entre la surface terrestre et l'atmosphère, confirmant les bonnes performances d'ISBA dans les inter-comparaisons de modèles hydrologiques (Boone *et al.*, 2004; Decharme et Douville, 2007; Decharme et Douville, 2006). Les résultats concernant le flux net de carbone sont plus contrastés, mais ISBA-CC et ORCHIDEE produisent des résultats comparables sur l'ensemble des 26 sites FLUXNET utilisés. ISBA-CC et ORCHIDEE partagent la même paramétrisation de la respiration hétérotrophe du sol, mais les paramétrisations de l'assimilation de carbone et des processus hydrologiques

sont différents. Ces résultats montrent l'ampleur des incertitudes associées à la modélisation du flux de carbone, et l'intérêt de disposer de plusieurs modèles basés sur des approches différentes.

5.8 Comparaison des réservoirs de carbone

Une autre manière de valider le flux de carbone simulé par le modèle, est d'évaluer le carbone stocké dans les différents réservoirs. Cette approche permet de valider à la fois le flux net, mais aussi ses deux composantes, l'assimilation brute et la respiration de l'écosystème, ainsi que les flux de transfert entre les réservoirs, notamment l'allocation du carbone dans la plante, et la mortalité vers les réservoirs du sol. Les données disponibles ne sont pas suffisantes pour faire une validation précise, mais elles permettent de vérifier le réalisme du modèle plus en détail.

5.8.1 Indice foliaire

L'indice foliaire (ou LAI) est un paramètre essentiel des LSMs. Il module les flux de carbone et de vapeur d'eau échangés entre la surface continentale et l'atmosphère. De plus, il traduit le bilan net entre l'accumulation de carbone par photosynthèse dans la feuille, et la mortalité et l'allocation vers d'autres réservoirs de carbone de la plante.

L'indice foliaire n'est pas mesuré systématiquement sur les sites FLUXNET à l'heure actuelle, et il n'existe donc pas de série temporelle mensuelle de LAI pour valider le modèle. Cependant, quelques valeurs sont disponibles sur le site internet du réseau FLUXNET (<http://www.fluxnet.ornl.gov/fluxnet/index.cfm>). Ces valeurs sont listées dans le tableau 5.12.

Le tableau 5.13 présente les valeurs mensuelles moyennes, minimum et maximum obtenues avec les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol. Les valeurs modélisées se comparent assez bien aux valeurs moyennes, minimum et maximum observées, lorsqu'elles sont présentes (tableau 5.12). Le modèle a toutefois tendance à sous-estimer la valeur minimum du LAI (sites HV, HY, UP et FI). En effet, pour la plupart des sites, situés aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord, les conditions climatiques ne sont pas favorables à la photosynthèse en hiver, et le modèle simule une sénescence jusqu'à atteindre la valeur minimum prescrite suivant le type de végétation ($1\text{ m}^2\text{ m}^{-2}$ pour les conifères et les feuillus persistants, et $0.3\text{ m}^2\text{ m}^{-2}$ pour les autres types de végétation). Inversement, le modèle a tendance à simuler des valeurs maximales très élevées pour certains sites (HY, ME, SKo, SKy et CP). Les valeurs maximales observées ne sont pas indiquées pour ces sites, mais les valeurs disponibles laissent supposer qu'elles sont

Code	LAI	LAI min	LAI max
GU	1.4-2.5		
HE	5.6		7.0
HV	4.7-5.4	4.0-4.8	5.5-6.0
SO			4.8
VI	4.5-5.1		
WB	5.5-6.0		
FL	2.4		
HY		2	3-4
NO	4-5		
AB	7.0-7.5		
BR	2.0-3.4		
BX	2.6		
LO	1.7-2.2		
ME	1.6		2.1
TH			6.0-7.6
WE	5.0-6.5		
SKo	1.6		
SKy	0.6		
CP	3.5		
PO		0	5.3
BVS		0.3	5
BVC		0.3	5.5
UP	1.5	1	
LW	2-3		
FI	3.5	2.8	4.2
SH		0	2.9

TAB. 5.12 – Valeurs de LAI observées sur les sites FLUXNET ($m^2 m^{-2}$). La première colonne contient les valeurs moyennes observées, ou les valeurs données sans indication supplémentaire. Lorsque les valeurs minimum et maximum sont explicitement indiquées, elles sont reportées dans les colonnes correspondantes.

Code	LAI	LAI min	LAI max
GU	1.3 / 1.1	0.3 / 0.3	4.2 / 3.7
HE	3.1 / 3.1	0.3 / 0.3	6.6 / 6.6
HV	2.2 / 1.9	0.5 / 0.5	5.9 / 5.7
SO	2.3 / 2.2	0.3 / 0.3	5.4 / 5.5
VI	2.6 / 2.5	0.5 / 0.5	6.0 / 6.0
WB	3.8 / 3.8	0.5 / 0.5	6.5 / 6.5
FL	1.8 / 1.6	1.0 / 1.0	4.8 / 3.8
HY	2.3 / 2.2	0.9 / 0.9	6.1 / 5.8
NO	2.5 / 2.3	1.0 / 1.0	5.8 / 5.4
AB	3.2 / 3.1	0.9 / 0.9	6.5 / 6.4
BR	3.1 / 2.8	0.7 / 0.7	6.1 / 6.1
BX	3.0 / 2.9	0.9 / 1.0	5.8 / 5.3
LO	2.8 / 2.7	0.9 / 0.9	5.7 / 5.9
ME	3.0 / 2.2	1.0 / 1.0	6.1 / 4.8
TH	3.0 / 2.8	0.9 / 0.9	6.4 / 6.1
WE	2.6 / 2.4	0.9 / 0.9	6.1 / 5.9
SKo	3.0 / 2.6	1.0 / 1.0	8.4 / 8.2
SKy	3.0 / 2.6	1.0 / 1.0	8.4 / 8.2
CP	6.1 / 6.1	2.8 / 2.9	8.6 / 8.7
PO	2.9 / 2.4	0.4 / 0.3	5.9 / 5.3
BVS	2.0 / 2.3	0.3 / 0.3	6.6 / 5.6
BVC	2.0 / 2.0	0.3 / 0.3	5.1 / 5.9
UP	0.3 / 0.3	0.2 / 0.2	1.4 / 0.9
LW	1.0 / 1.0	0.3 / 0.3	3.4 / 3.0
FI	1.6 / 1.3	0.3 / 0.3	3.8 / 3.1
SH	1.8 / 1.6	0.3 / 0.3	3.7 / 3.3

TAB. 5.13 – Valeurs de LAI simulées sur les sites FLUXNET ($m^2 m^{-2}$). Valeurs mensuelles moyennes, minimum et maximum sur la période de simulation pour la stratégie d'évitement du stress / la stratégie de tolérance au stress.

plus faibles que les valeurs modélisées. Par contre, les fortes valeurs de LAI sont plutôt sous-estimées pour le site AB. Ces différences peuvent s'expliquer en partie par la différence de représentativité entre la mesure et le modèle. Tous ces sites sont des sites de forêts, pour lesquels la fraction de végétation est constante et vaut 95 % dans le modèle, alors que les valeurs observées sont issues d'une mesure locale, pour laquelle la densité de la végétation peut être très différente. De plus, les paramètres choisis pour les simulations sont les paramètres qui ont été déterminés à l'échelle globale (Gibelin et Calvet, 2005), avec une valeur unique de paramètre par type de végétation. Ces paramètres sont donc une estimation assez grossière, permettant de simuler une valeur réaliste de LAI sur tout le globe pour des climats variés (Gibelin *et al.*, 2006). Les valeurs de ces paramètres pourraient être affinées pour mieux représenter les espèces de végétation présentes sur les sites FLUXNET.

5.8.2 Biomasse totale

Le tableau 5.14 présente les valeurs moyennes de carbone dans la végétation pour différents biomes des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord, calculées d'après Houghton (1999). Les sites FLUXNET ont été regroupés par biomes correspondants, et les valeurs moyennes annuelles simulées par ISBA-CC sont indiquées dans le tableau 5.15. Ces valeurs sont obtenues en faisant la somme des différents compartiments de biomasse simulés par le modèle et décrits au chapitre 4.

Type de végétation	Carbone dans la végétation
Forêts boréales	90
Forêts tempérées persistantes	160
Forêts tempérées décidues	135
Prairies	7
Cultures	5

TAB. 5.14 – Valeurs de carbone dans la végétation ($MgC\ ha^{-1}$) observées pour différents biomes, d'après Houghton (1999).

Le modèle a tendance à simuler des quantités de biomasse totale plus élevées que celles compilées par Houghton (1999) pour les différents types de forêts. Deux raisons principales peuvent expliquer ce résultat : la fraction de végétation fixe et assez élevée (95 %) utilisée pour les forêts dans le modèle, ainsi que la valeur unique des paramètres pour un type de végétation à travers le globe (voir la comparaison de l'indice foliaire 5.8.1).

La valeur moyenne simulée pour les prairies est plus faible que la valeur moyenne observée, et présente un fort écart-type. Ce comportement est principalement dû au site

Type de végétation	Carbone dans la végétation	Ecart-type	Nombre de sites
Forêts boréales	128 / 110	47 / 43	4
Forêts tempérées persistantes	178 / 152	26 / 33	10
Forêts tempérées décidues	202 / 191	40 / 52	5
Prairies	6 / 4	4 / 3	4
Cultures	6 / 4	1 / 1	3

TAB. 5.15 – Valeurs annuelles moyennes de carbone dans la végétation ($MgC\ ha^{-1}$) simulées par ISBA-CC pour différents biomes pour la stratégie d'évitement du stress / la stratégie de tolérance au stress, écart-type ($MgC\ ha^{-1}$) et nombre de sites.

UP, un site de toundra soumis à des conditions climatiques défavorables à la photosynthèse et pour lequel la fraction de sol nu est de 50 %.

La biomasse des herbacées (les prairies et les cultures) a un cycle annuel marqué, et la valeur maximale peut atteindre jusqu'au double de la valeur moyenne indiquée dans le tableau 5.15.

5.8.3 Rapport Root : Shoot

Le tableau 5.16 contient les valeurs moyennes de rapport entre la biomasse souterraine et la biomasse aérienne (root : shoot) en fonction de la masse de la plante, calculées d'après les données compilées par Niklas et Enquist (2004).

Biomasse totale	Rapport root : shoot
$B_T > 100$	25
$10 < B_T < 100$	27
$1 < B_T < 10$	58
$0.1 < B_T < 1$	78
$0.01 < B_T < 0.1$	39
$B_T < 0.01$	61

TAB. 5.16 – Valeurs moyennes du rapport root : shoot (%) pour la végétation naturelle en fonction de la biomasse sèche totale de la plante (kg) d'après Niklas et Enquist (2004).

Les rapports simulés moyens ont été calculés en regroupant les sites FLUXNET par biome (tableau 5.17). La biomasse aérienne des herbacées ayant un cycle annuel marqué,

Type de végétation	Rapport root : shoot
Forêts boréales	35 / 38
Forêts tempérées persistantes	35 / 37
Forêts tempérées décidues	31 / 35
Prairies	58 / 53

TAB. 5.17 – Valeurs mensuelles minimum du rapport root : shoot (%) simulées par ISBA-CC pour différents biomes pour la stratégie d’évitement du stress / la stratégie de tolérance au stress.

on considère ici les valeurs moyennes mensuelles minimum, qui traduisent la valeur du rapport root : shoot lorsque la végétation est bien développée.

Pour les arbres ($B_T > 10\text{ kg}$), le modèle surestime légèrement le rapport root : shoot observé. Pour les prairies ($0.1\text{ kg} < B_T < 10\text{ kg}$), le modèle simule un rapport root : shoot réaliste. Le rapport root : shoot n’est pas comparé pour les cultures, car le modèle ne simule pas la récolte, et la biomasse aérienne est donc surestimée.

5.8.4 Carbone dans le sol

Type de végétation	Carbone dans le sol
Forêts boréales	200
Forêts tempérées persistantes	130
Forêts tempérées décidues	130
Prairies	190

TAB. 5.18 – Valeurs de carbone dans le sol estimées dans le premier mètre de sol ($MgC\ ha^{-1}$) pour différents biomes, d’après Houghton (1999).

Le tableau 5.18 résume les valeurs moyennes de carbone dans le sol pour différents biomes des moyennes et hautes latitudes de l’hémisphère Nord, calculées d’après Houghton (1999). Ces valeurs correspondent au premier mètre de sol. Les valeurs moyennes annuelles simulées par ISBA-CC sur les 26 sites FLUXNET, moyennées par biomes, sont indiquées dans le tableau 5.19. Ces valeurs sont obtenues en faisant la somme des différents compartiments de carbone organique simulés par le modèle et décrits au chapitre 4 (litière et réservoirs dans le sol). Comme le modèle ne simule pas la répartition verticale du carbone dans le sol, les valeurs simulées ne peuvent pas directement être validées avec les valeurs observées. De plus, les réservoirs de carbone sont à l’équilibre dans les

Type de végétation	Carbone dans le sol	Ecart-type	Nombre de sites
Forêts boréales	305 / 245	80 / 68	4
Forêts tempérées persistantes	355 / 285	146 / 87	10
Forêts tempérées décidues	310 / 297	60 / 76	5
Prairies	438 / 312	173 / 139	4

TAB. 5.19 – Valeurs annuelles moyennes de carbone dans le sol ($MgC\ ha^{-1}$) simulées par ISBA-CC pour différents biomes pour la stratégie d’évitement du stress / la stratégie de tolérance au stress, écart-type ($MgC\ ha^{-1}$) et nombre de sites.

simulations, alors que la plupart des sites FLUXNET sont des puits de carbone (Law *et al.*, 2002). Toutefois, cette comparaison montre que le modèle simule des quantités de carbone organique dans le sol supérieures aux quantités estimées dans le premier mètre de profondeur, mais qui restent du même ordre de grandeur.

Houghton (1999) indique aussi des valeurs de carbone dans le sol pour des zones cultivées. Là encore, les valeurs simulées ne peuvent pas être directement comparées à ces données, car le modèle ne simule pas l’évolution de l’occupation des sols, ni l’exportation de biomasse lors de la récolte.

5.9 Résumé du chapitre

Dans ce chapitre, la nouvelle option ISBA-CC est évaluée, en comparant les flux du bilan d’énergie et le flux net de carbone simulés avec les mesures de 26 sites du réseau FLUXNET, aux échelles annuelle et diurne. Ces 26 sites sont situés aux moyennes et aux hautes latitudes de l’hémisphère Nord, et échantillonnent tous les types de végétation pris en compte par le modèle.

Le modèle représente généralement très bien l’énergie disponible à la surface terrestre, sauf pour quelques sites (PO, BVS, WB, SKo, SKy et ME). Ces sites sont aussi parmi ceux qui présentent les écarts les plus forts entre le modèle et les observations pour le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible. Les RMSE entre le modèle et les observations ont des valeurs élevées pour les flux turbulents, en particulier pour le flux de chaleur sensible, mais ces flux sont sous-estimés par la méthode de mesure par corrélation turbulente, et les RMSE ne sont donc pas des estimations fiables de la qualité du modèle. Les corrélations entre les séries sont généralement élevées. Le modèle obtient de bons résultats sur la plupart des sites de forêts de conifères (FL, HY, NO, AB, BR, BX, LO, TH et WE), à l’exception du site ME, ainsi que sur les forêts de feuillus décidus (GU, HE, HV, SO, VI et WB). Les simulations sont moins proches des observations pour les sites de

feuillus persistants CP, SKo et SKy, mais ces sites sont des forêts méditerranéennes, et ne sont donc pas représentatifs des forêts tropicales, qui constituent l'essentiel de ce type de végétation. Le modèle obtient des résultats mitigés pour les sites d'herbacées naturelles : les sites LW et SH sont bien représentés, tandis que les sites FI et UP montrent des scores plus faibles. Enfin, les sites agricoles PO, BVC et BVS sont parmi les moins bien simulés, car les pratiques agricoles (semences, irrigation, récolte) ne sont pas représentées dans le modèle. Cependant, les herbacées naturelles et les cultures sont moins bien échantillonnées que les forêts : elles représentent seulement 7 sites sur 26, et 9 années d'observations sur 79, et les moins bonnes performances du modèle pour ces types de végétation doivent donc être considérées avec précaution.

Le flux net de carbone simulé par ISBA-CC est à l'équilibre par construction. L'intensité du flux ne peut donc pas être validée en la comparant aux observations, et seules ses variations sont analysées. La variabilité du flux net de carbone est moins bien représentée que celle des flux turbulents. Les sites les moins bien simulés sont PO, BVS, BVC, UP, CP, SKo, SKy et ME. Les meilleurs scores sont obtenus pour les sites GU, HV, HE, SO, VI, TH, AB, BX, LO, WB, WE, NO et SH. Il y a donc une relation entre les performances du modèle pour simuler les flux turbulents et le flux net de carbone. La non-prise en compte des pratiques agricoles dans le modèle apparaît critique, car les trois sites de culture PO, BVS et BVC font partie des sites les moins bien représentés.

ISBA-CC est aussi comparé à d'autres options du modèle de surface. ISBA-CC est comparé avec ISBA-standard pour évaluer l'impact de la nouvelle option sur les flux turbulents. Les écarts entre les deux options sont petits devant les biais du modèle. Aucune option ne permet d'améliorer systématiquement la simulation d'un des flux analysés. ISBA-CC est aussi comparé à ISBA- $A-g_s$, qui utilise une paramétrisation de la respiration de l'écosystème en Q_{10} en fonction de la température. Cette comparaison met en évidence l'apport d'ISBA-CC pour simuler la relation linéaire entre le flux de respiration hétérotrophe et l'eau du sol.

La réalisation des simulations avec les deux stratégies de réponse au stress hydrique du sol permet de confirmer les choix faits dans des études précédentes par Calvet (2000); Calvet *et al.* (2004); Rivalland *et al.* (2005) : la stratégie d'évitement du stress apparaît meilleure pour les cultures de type C_3 , en particulier les cultures d'hiver, et pour les forêts de conifères, tandis que la stratégie de tolérance au stress est meilleure pour le maïs, culture de type C_4 , et pour les herbacées naturelles de type C_3 . Aucune des deux stratégies ne s'impose pour les forêts de feuillus décidus, alors que seule la stratégie de tolérance au stress avait été utilisée précédemment pour ce type de végétation. Les simulations sur les trois sites d'herbacées naturelles de type C_4 disponibles suggèrent d'utiliser la stratégie de tolérance au stress. La stratégie de ce type de végétation n'a pas été étudiée précédemment faute de données disponibles. La stratégie d'évitement du stress donne de

meilleurs résultats pour un site de feuillus persistants, mais ce résultat demande à être confirmé, car le site n'est pas représentatif des forêts tropicales, qui constituent l'essentiel de ce type de végétation.

ISBA-CC est aussi comparé à d'autres modèles de végétation, en particulier au modèle ORCHIDEE, qui a été évalué sur les mêmes sites par Krinner *et al.* (2005). Les deux modèles partagent la même paramétrisation de la respiration hétérotrophe, mais ils sont très différents pour les autres processus de surface. Les deux modèles donnent des résultats comparables à la fois pour les flux du bilan d'énergie et pour le flux net de carbone.

Les résultats de ce chapitre montrent donc que ISBA-CC, la nouvelle option d'ISBA permettant de simuler le cycle de carbone terrestre, est capable de représenter les principales caractéristiques du cycle annuel et du cycle diurne des flux d'énergie et de carbone, échangés entre la surface terrestre et l'atmosphère sur 26 sites FLUXNET. Ses performances sont similaires à celles des modèles de l'état de l'art, à la fois pour les flux turbulents et pour le flux net de carbone.

Conclusions et perspectives

La biosphère terrestre est une composante essentielle du système climatique, qui interagit avec l'atmosphère à différentes échelles spatiales et temporelles. A Météo-France, les échanges entre la surface continentale et l'atmosphère sont modélisés par le modèle ISBA. La version utilisée dans les modèles opérationnel et de climat est ancienne, et n'intègre pas les améliorations récentes concernant les processus biogéochimiques. Une option d'ISBA développée récemment, ISBA- $A-g_s$, permet en effet de simuler la réponse de la végétation aux variations de la concentration atmosphérique de CO_2 , et le flux net de carbone de l'écosystème. Jusqu'ici, ce modèle a été utilisé seulement à l'échelle locale. De plus, il ne permet pas de simuler de manière détaillée les différents flux du bilan de carbone, ni l'évolution de tous les réservoirs de carbone organique dans la plante et dans le sol. Cette thèse a donc eu pour double objectif d'améliorer la modélisation du cycle continental du carbone dans le modèle de surface du CNRM, et de démontrer la faisabilité de son utilisation dans un modèle atmosphérique global.

Une nouvelle option du modèle, ISBA-CC, a été développée pour répondre au premier objectif. ISBA-CC est basé sur ISBA- $A-g_s$, avec un schéma d'allocation modifié pour simuler l'ensemble des compartiments de biomasse dans la plante, ainsi que leur respiration et leur mortalité. Le modèle est couplé à une paramétrisation détaillée de la respiration hétérotrophe, aussi utilisée dans le modèle de l'IPSL, ORCHIDEE. ISBA-CC permet de simuler les trois flux intervenant dans le bilan net de carbone, la production primaire brute, la respiration autotrophe, et la respiration hétérotrophe. ISBA-CC simule également l'évolution des compartiments de carbone de la biosphère terrestre, notamment les réservoirs de bois pour les types de végétation ligneux, et les stocks de carbone organique dans le sol.

D'autre part, le modèle ISBA- $A-g_s$ a été mis en œuvre à l'échelle globale pour la première fois dans le cadre de cette thèse. Les paramètres d'ISBA- $A-g_s$ ont été déterminés pour tous les types de végétation présents sur le globe, et pourront être utilisés dans les études futures. Plusieurs simulations globales ont été réalisées pour étudier la sensibilité des flux turbulents, de la production primaire brute et du LAI simulés, à un doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 et au changement climatique, prévu par le modèle

couplé océan-atmosphère CNRM-CM3 pour la fin du XXI^e siècle. Le modèle ISBA- $A-g_s$ simule à la fois l'effet anti-transpirant et l'effet fertilisant de l'augmentation du CO₂. La réponse de l'évapotranspiration au doublement de CO₂ peut être forte localement, mais aux hautes et aux moyennes latitudes, la réponse du modèle au changement global est dominée par les effets du changement climatique, et est essentiellement pilotée par les anomalies de température et de précipitations. Les changements simulés sont donc fortement dépendants du modèle atmosphérique utilisé. De plus, les impacts du changement global ont une amplitude faible devant les incertitudes sur le bilan hydrique et les échanges de carbone liées aux observations, aux modèles de surface, et au forçage atmosphérique. L'ampleur de ces incertitudes montre la nécessité d'améliorer le réalisme des modèles, et confirme l'intérêt de l'approche multi-modèles. D'autre part, les résultats obtenus dans ces expériences de sensibilité devront être confirmés en mode couplé, lorsque ISBA- $A-g_s$ remplacera la version standard d'ISBA dans ARPEGE-Climat, car les rétroactions entre la végétation et l'atmosphère pourraient modifier le climat de certaines régions.

Un effort important a été consacré à la validation du modèle, à la fois à l'échelle globale et avec des données in-situ. Les LAI simulés ont été comparés à trois jeux de données globaux dérivés d'observations satellitaires. Les flux turbulents et le flux net de carbone ont été validés à l'aide des mesures de 26 sites du réseau FLUXNET. L'utilisation des observations a permis de montrer que le modèle représentait de manière satisfaisante le comportement moyen et la variabilité à différentes échelles spatiales et temporelles. Elle a également mis en évidence des défauts du modèle, et suggéré plusieurs pistes d'amélioration. Sur les régions et les sites agricoles, le cycle annuel de la végétation montre souvent un déphasage par rapport aux observations. Les pratiques agricoles, telles que la date de semis et l'irrigation, seront rajoutées dans le modèle afin de mieux simuler le développement des cultures. La dynamique de la neige et celle de la végétation sont fortement liées aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Le schéma de neige utilisé au cours de cette thèse a tendance à simuler une fonte trop tardive du manteau neigeux dans ces régions, entraînant un retard du démarrage de la végétation. Des travaux sont actuellement en cours pour améliorer la modélisation de la neige dans le modèle ARPEGE-Climat. Dans les forêts tropicales, la photosynthèse est limitée par le rayonnement solaire, en raison de la forte couverture nuageuse au-dessus de ces régions. La paramétrisation de l'effet du rayonnement utilisée dans le modèle produit une accumulation de carbone insuffisante dans ces écosystèmes. La formulation du transfert radiatif sera modifiée pour distinguer le rayonnement direct et le rayonnement diffus, afin de mieux représenter les variations du rayonnement photosynthétiquement actif à l'intérieur du couvert. D'autres défauts constatés à l'échelle globale ont été confirmés par une étude régionale sur le Sud-Ouest de la France, et sont actuellement à l'étude. Le démarrage de la végétation trop tardif dans les régions froides a aussi été mis en évidence sur le Massif Central, et une étude de sensibilité a montré que la modification des paramètres, définissant la température optimale

de la photosynthèse, permettait d'améliorer le phasage du flux de production primaire brute simulé avec les observations. Cette étude sur le Sud-Ouest a également montré que la fraction de végétation calculée par le modèle était parfois très différente des fractions observées par télédétection, et que cet écart avait des conséquences importantes sur les flux observés. La validation a aussi souligné l'ampleur de l'incertitude associée aux observations, notamment pour les LAI des différents produits satellitaires, et pour les mesures de flux par la méthode des corrélations turbulentes. Les deux options d'ISBA basées sur une approche biogéochimique, ISBA-CC et ISBA- $A-g_s$, ont ensuite été comparées à la version standard d'ISBA, qui a été largement validée avec de nombreuses campagnes de mesure, et qui a été utilisée dans plusieurs expériences d'inter-comparaison. Malgré des différences, liées au changement de la paramétrisation de la conductance stomatique et du LAI, les résultats sont robustes, et les écarts entre les options sont faibles devant les écarts aux observations. Les performances d'ISBA- $A-g_s$ et d'ISBA-CC se sont également révélées comparables à celles d'autres modèles de l'état de l'art.

Ces différents résultats montrent que le modèle ISBA-CC est suffisamment réaliste pour être couplé au modèle de circulation générale du CNRM, ARPEGE-Climat. Ce couplage permettra de prendre en compte les rétroactions entre la surface continentale, le cycle du carbone et le climat dans les scénarios climatiques pour la fin du XXI^e siècle. Les développements pour externaliser le schéma de surface d'ARPEGE-Climat et utiliser le code unifié SURFEX sont en voie d'achèvement. Ils permettront de prendre en compte les effets anti-transpirant et fertilisant de l'augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂ sur les échanges d'énergie, d'eau et de carbone entre la surface continentale et l'atmosphère. A plus long terme, le modèle de climat représentera le cycle du carbone complet, et simulera la concentration atmosphérique de CO₂ au lieu d'utiliser des concentrations prescrites. Le cycle du carbone océanique sera simulé grâce au modèle océanique NEMO, incluant un modèle de biogéochimie marine. La gestion du transport et des émissions de CO₂ sera effectuée avec le modèle MOCAGE-Climat du CNRM. Le nouveau modèle ainsi constitué permettra de répondre aux interrogations concernant les rétroactions entre le climat et le cycle du carbone, et de mieux quantifier l'incertitude liée aux modèles. Cette évolution du modèle de climat s'avèrera également intéressante pour participer pleinement aux futurs exercices du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat.

Plus généralement, cette thèse contribuera à améliorer la modélisation de la végétation dans les différents modèles atmosphériques de Météo-France, de prévision numérique ou de climat, à couverture globale ou à aire limitée. L'utilisation d'ISBA- $A-g_s$ permet en effet d'assurer la cohérence de la conductance stomatique et du LAI avec le climat, et de prendre en compte les effets anti-transpirant et fertilisant de la concentration de CO₂, qui sont déjà en action.

Cette amélioration sera aussi poursuivie en utilisant les observations pour valider le modèle à différentes échelles. De plus en plus de données in-situ sont disponibles. L'extension spatiale et temporelle du réseau FLUXNET permettra de valider le modèle dans des conditions environnementales différentes, notamment dans la zone intertropicale. Des campagnes de mesure, telles que celles réalisées dans le cadre du projet européen Carbo-Europe, aideront à mieux comprendre les processus, et à valider plus finement les modèles. Par exemple, les mesures des gradients horizontaux et des profils verticaux de la concentration en CO_2 permettront de valider les concentrations simulées en mode couplé végétation-climat, et de vérifier ainsi la cohérence entre les processus de surface et la dynamique de l'atmosphère. Les données de télédétection devraient également participer à l'amélioration de la modélisation de la surface continentale, en fournissant des observations pour la validation, mais aussi pour l'assimilation de données. En effet, l'assimilation de variables observables par télédétection, comme le LAI ou le contenu en eau superficiel, permettra d'analyser des variables non observées comme la biomasse aérienne ou l'état hydrique du sol, et de mieux contraindre le modèle de surface, notamment dans les zones où on dispose de peu d'observations in-situ.

L'observation, la modélisation et l'assimilation seront également combinées pour développer le monitoring des surfaces continentales. Le protocole de Kyoto, ratifié par de nombreux pays qui se sont engagés à réduire leurs émissions de gaz à effet de serre, nécessite le suivi des flux biosphériques de carbone. Ce suivi pourra être réalisé à l'échelle des pays, par exemple à l'aide d'inventaires forestiers, mais la mise en place d'un système de suivi transfrontalier des flux est aussi un enjeu capital pour les futures négociations. De tels systèmes de suivi sont en préparation. L'IPSL a par exemple créé un site web, permettant de visualiser les flux et l'état de la biosphère simulés par le modèle ORCHIDEE, forcé par les analyses du CEPMMT en temps semi-réel (<http://www-lsceorchidee.cea.fr/>). Météo-France a pour sa part coordonné l'observatoire des flux naturels de carbone du projet geoland, dans le cadre de l'initiative européenne GMES (Global Monitoring of Environment and Security), qui a créé les bases d'un système de suivi opérationnel des flux biosphériques de CO_2 sur les continents.

Annexe A

Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products

Article publié dans Journal of Geophysical Research, Septembre
2006



Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products

Anne-Laure Gibelin,¹ Jean-Christophe Calvet,¹ Jean-Louis Roujean,¹ Lionel Jarlan,¹ and Sietse O. Los²

Received 20 September 2005; revised 26 January 2006; accepted 13 June 2006; published 19 September 2006.

[1] The land surface model (LSM) ISBA-A-gs (Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere, CO₂-reactive) is specifically designed to simulate leaf stomatal conductance and leaf area index (LAI) in response to climate, soil properties, and atmospheric carbon dioxide concentration. The model is run at the global scale, forced by the GSWP-2 meteorological data at a resolution of 1° for the period of 1986–1995. We test the model by comparing the simulated LAI values against three satellite-derived data sets (ISLSCP Initiative II data, MODIS data and ECOCLIMAP data) and find that the model reproduces the major patterns of spatial and temporal variability in global vegetation. As a result, the mean of the maximum annual LAI estimates of the model falls within the range of the various satellite data sets. Despite no explicit representation of phenology, the model captures the seasonal cycle in LAI well and shows realistic variations in start of the growing season as a function of latitude. The interannual variability is also well reported for numerous regions of the world, particularly where precipitation controls photosynthesis. The comparison also reveals that some processes need to be improved or introduced in the model, in particular the snow dynamics and the treatment of vegetation in cultivated areas, respectively. The overall comparisons demonstrate the potential of ISBA-A-gs model to simulate LAI in a realistic fashion at the global scale.

Citation: Gibelin, A.-L., J.-C. Calvet, J.-L. Roujean, L. Jarlan, and S. O. Los (2006), Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products, *J. Geophys. Res.*, *111*, D18102, doi:10.1029/2005JD006691.

1. Introduction

[2] Climate and vegetation interact with each other at various temporal and spatial scales. Climate influences the vegetation growth, essentially through solar radiation, air temperature and precipitation. Vegetation modulates the surface fluxes of heat, moisture and momentum (see a review by *Pielke et al.* [1998]) from the land surface to the atmosphere. The atmospheric carbon dioxide (CO₂) concentration is also involved in these interactions. First, CO₂ is a greenhouse gas and its rising concentration in the atmosphere is projected to cause an increase in surface temperatures of 1.4 to 5.8°C by the end of the 21st century [*Houghton et al.*, 2001]. Second, increased CO₂ levels are likely to cause an increase in water use efficiency [*Körner*, 2000, 2003]. Finally, the terrestrial biosphere plays an important role in absorbing and releasing large amounts of CO₂ during the year: during the past decades the terrestrial biosphere has been a net sink for atmospheric CO₂ [*Keeling et al.*, 1996; *Ciais et al.*, 1995], but some models indicate that the biosphere may become a source if CO₂ levels

continue to rise [*Cox et al.*, 2000]. Uncertainties in estimates of carbon fluxes at a global scale as well as their evolution are still high [*Houghton et al.*, 2001], and the processes responsible for their evolution are insufficiently well understood and need to be better explored.

[3] The investigation of the land surface-atmosphere interactions at decadal or century timescales is effectively addressed by numerical modeling experiments. Soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) schemes are designed to simulate exchanges of energy, matter and momentum between the land surface and the atmosphere. From simple bulk parameterizations in the 1970s, they have evolved into sophisticated land surface models (LSMs), including numerous geophysical and biogeochemical processes [*Pitman*, 2003; *Sellers et al.*, 1997]. The new generation LSMs include interactive vegetation and allow simulating the exchanges of carbon at the canopy level and the vegetation growth [e.g., *Krinner et al.*, 2005; *Calvet et al.*, 1998; *Cox et al.*, 1998; *Dickinson et al.*, 1998; *Foley et al.*, 1996; *Sellers et al.*, 1996a]. Other models, designed for ecological studies, simulate carbon exchanges between the terrestrial biosphere and the atmosphere (see the review by *Arora* [2002] of the processes of the vegetation dynamics and of the different models in which they are implemented). In this study, we focus on SVAT-type LSMs that are able to provide continental boundary conditions needed by atmo-

¹Groupe d'Etude de l'Atmosphère Météorologique, Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France.

²Department of Geography, University of Wales, Swansea, UK.

spheric models. Two main vegetation properties drive the water and CO₂ exchanges between vegetation and the atmosphere in such LSMs: the leaf stomatal conductance (g_s) and the leaf area index (LAI). Both g_s and LAI depend on environmental factors, principally climate and atmospheric CO₂ concentration. They are foreseen to be impacted by global change [Körner, 2000, 2003] and in turn to modify climate over vegetated regions. Several modeling studies have addressed the magnitude of feedback effects of vegetation on climate under a doubled atmospheric CO₂ concentration [e.g., Douville *et al.*, 2000; Bounoua *et al.*, 1999; Betts *et al.*, 1997; Sellers *et al.*, 1996b].

[4] LAI is a critical parameter of the LSMs. In particular, realistic LAI are required to simulate realistic surface fluxes in LSMs, LAI is still often a prescribed parameter when the LSM is used in an atmospheric model [Arora, 2002]. In this case, global LAI maps are derived from remote sensing data or from land cover classifications and look-up table. Satellite observations are the only means to provide spatially and temporally varying LAI fields on a routine basis on regional and global scales. Different methods exist to estimate LAI from space, ranging from a dynamic scaling of vegetation indices to advanced modeling with radiative transfer codes. LAI maps are usually monthly climatologies as satellite data are available only for a limited period (since 1980s up to now). Alternatively, LAI can now be calculated dynamically by the new generation LSMs. This allows simulating coherent spatial and temporal variability of vegetation, as well as assessing the response of vegetation to changes in environmental factors. This study is an attempt to validate the global distribution of LAI simulated by the ISBA-A-gs LSM [Calvet *et al.*, 1998] through a comparison with satellite data. Until now, the model has only been evaluated at the local scale.

[5] The aim of this paper is (1) to describe the implementation at the global scale of the new generation land surface model ISBA-A-gs and (2) to validate the simulated LAI by using three satellite-derived data sets (ISLSCP-II [Los *et al.*, 2000], MODIS [Myneni *et al.*, 2002] and ECOCLIMAP [Masson *et al.*, 2003]). The data sets are described in section 2. Section 3 presents the ISBA-A-gs model, the assignment of biome-dependent parameters in the model, and the experimental design of the global simulations. The mean and the interannual variability of simulated LAI are both compared with the satellite data (section 4). Finally, in section 5 we summarize the results and indicate future directions for research work in the area. Details of the model are discussed in Appendices A, B, and C.

2. Presentation of the Data Sets

2.1. GSWP-2

[6] The Global Soil Wetness Project (GSWP; <http://www.iges.org/gswp/>) is an environmental modeling research activity of the Global Land-Atmosphere System Study (GLASS) and the International Satellite Land-Surface Climatology Project (ISLSCP), both contributing projects of the Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) [Dirmeyer *et al.*, 1999, 2002, 2005]. One of its main goals is to produce state-of-the-art global data sets of land surface fluxes, state variables of the continental surfaces, and related hydrologic quantities.

[7] The GSWP-2 meteorological data set provide forcing data for climate models at the global scale. A comprehensive data set of near-surface atmospheric variables is available from July 1982 to December 1995, at 3-hour intervals, and at $1 \times 1^\circ$ resolution. For the current study we used air temperature at 2 m, air specific humidity at 2 m, wind speed at 10 m, surface incident shortwave radiation, surface incident longwave radiation, surface pressure, rainfall and snowfall rates. Several atmospheric forcing data sets were provided in the framework of GSWP-2, for running different sensitivity experiments [Zhao and Dirmeyer, 2003]. The data set selected for the baseline simulation is based on the National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy (NCEP/DOE) reanalysis. Air temperature and air specific humidity are hybridized with CRU (Climatic Research Unit) data. Precipitation data result from a combination of gauge-based (CRU from July 1982 to December 1985 and Global Precipitation Climatology Center (GPCC) from January 1986 to December 1995) and satellite-based (Global Precipitation Climatology Project, GPCP) products depending on the gauge density. A wind correction is applied to correct for the gauge undercatch. Since NCEP reanalysis overestimates the wind speed, the quality of the precipitation of the baseline simulation is poor over Europe [Decharme and Douville, 2005; Tanaka *et al.*, 2004]. Therefore we preferred using the NCEP reanalysis, hybridized with CRU and GPCC gauge-based data for precipitation, corresponding to the P3 sensitivity experiment in GSWP-2. The European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) reanalysis presently yields an a priori better data set [Tanaka *et al.*, 2004], but it was not available at the time of this study for all the GSWP-2 simulation period.

2.2. ECOCLIMAP

[8] ECOCLIMAP is a global surface parameter database at a 1-km resolution [Masson *et al.*, 2003] (http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/page_ecoclimap.htm). It provides a coherent ensemble of key surface parameters necessary to initialize the LSMs at a wide range of horizontal scales (among which soil texture, albedo, emissivity, surface roughness and LAI). It uses a "tile" approach and includes 15 different surface types: bare soil, rocks, permanent snow and ice, deciduous broadleaf trees, evergreen broadleaf trees, needleleaf trees, C₃ crops, C₄ crops, irrigated crops, C₃ natural herbaceous vegetation, C₄ natural herbaceous vegetation, wetland herbaceous vegetation or irrigated grasslands, sea, inland water bodies and urbanized areas. In ECOCLIMAP, the strategy for mapping surface parameters is achieved in two steps. First, a land cover classification is built to segregate pixel values that are closely responsive in terms of spectral and temporal behaviors. Second, on the basis of the classification nomenclature, look-up tables (LUTs) allow assigning similar values of surface parameters to each pixel of a same class. In this way, surface products are spatially consistent and temporally coherent, as required in meteorology. For LAI, the first version, ECOCLIMAP-I, relies on the analysis of time series of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) from AVHRR sensor. The yearly evolution of LAI is scaled between the minimum and maximum values of the seasonal NDVI. Interannual variability of

LAI is not addressed. The global LAI data set was validated through a comparison with in situ measurements and with satellite-derived global data sets [Masson *et al.*, 2003].

[9] In this study, ECOCLIMAP is used in a twofold way: (1) It provides the input surface parameters required by ISBA-A-gs (except LAI, which is a prognostic variable of the model and not a prescribed parameter, and vegetation fraction and roughness length, which are calculated by ISBA-A-gs according to the LAI value) and (2) the ECOCLIMAP LAI is used for the validation of the model results.

2.3. ISLSCP-Initiative II

[10] The International Satellite Land-Surface Climatology Project (ISLSCP; <http://www.gewex.org/islscp.html>) initiative II has a remit from GEWEX to produce a consistent collection of high-priority global data sets using existing data sources and algorithms, designed to satisfy the users needs [Hall *et al.*, 2005]. The global data sets are mapped at consistent spatial and temporal resolutions and are organized along seven themes: Carbon, Hydrology, Near-surface meteorology, Radiation, Snow, Socioeconomic and Vegetation. The data sets span the 10-year period, 1986–1995.

[11] Biophysical parameters are derived from the FASIR-NDVI (Fourier Adjusted, Solar zenith angle correction, Interpolation, and Reconstruction of NDVI) product [Los *et al.*, 2000, 2005]. The green and total LAI are calculated from AVHRR NDVI values by using appropriate relationships between the LAI, the fraction of photosynthetically active radiation (FPAR) absorbed by the vegetation, and NDVI. The satellite data are simultaneously corrected for sensor degradation, volcanic aerosol effects, cloud contamination, short-term atmospheric effects, solar zenith angle and view zenith angle variations, and missing data [Los *et al.*, 2000, 2005].

[12] In the GSWP-2 project, the characteristics of the land surface are mostly specified from soil and vegetation data of ISLSCP Initiative II. In particular, the LAI data set is available at a monthly time step, at a $1 \times 1^\circ$ resolution for the period 1982–1995. In this study, we used an extended green LAI data set of ISLSCP available for 1982–1998, with a 10-day time step [Los *et al.*, 2000], for the validation of the LAI simulated by ISBA-A-gs. This enhanced temporal resolution allowed us to estimate the start of the growing season. This LAI data set is referred to as ISLSCP-II in the remainder of the paper.

2.4. MODIS

[13] The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS; <http://modis.gsfc.nasa.gov/>) is an instrument on board NASA's Terra and Aqua platforms for remote sensing of the Earth atmosphere, oceans and land surface. The MODIS LAI and FPAR Level 4 products are globally tiled and are projected on a sinusoidal grid, which is an equivalent projection conserving the surface areas. They are produced daily at 1 km spatial resolution (MOD15A1) and composited over an 8-day period on the basis of the maximum FPAR value [Justice *et al.*, 2002; Myneni *et al.*, 2002]. Collection 4 is the latest version of Terra MODIS products and consists of the entire time series, starting from February 2000 to the present. The Collection 4 MODIS LAI/FPAR operational algorithm utilizes the MODIS 6-biome land cover map (grasses and cereal crops, shrubs,

broadleaf crops, savannas, broadleaf forests and needleleaf forests) generated from one year of MODIS data [Friedl *et al.*, 2002]. The main MODIS operational LAI/FPAR algorithm accomplishes the inverse problem of retrieving LAI and FPAR on the basis of atmospherically corrected surface reflectance values and biome type. Failure of this main algorithm is circumvented by using a backup algorithm based on the relationships between NDVI and LAI/FPAR [Knyazikhin *et al.*, 1998]. The MODIS LAI and FPAR products are disseminated with their respective uncertainties given inputs of sun and view directions, biome type and observed red and near-infrared surface reflectance values with associated errors.

[14] Collection 4 of MODIS LAI from January 2001 through December 2004 was reprojected from the sinusoidal to a geographic projection, and was gridded at a 1° resolution and a monthly time step. Since the MODIS period does not overlap to the GSWP-2 period, we solely used these data for a qualitative assessment of the mean behavior of the model.

3. Model and Simulation

3.1. ISBA-A-gs Model

[15] The ISBA model (Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere [Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996]) is a land surface model designed for use in numerical weather prediction models and climate models. The canopy is represented by a single vegetation layer (big-leaf model).

[16] A CO₂-responsive version of ISBA, called ISBA-A-gs [Calvet *et al.*, 1998], permits to account for the effect of the atmospheric carbon dioxide concentration and the interactions between all environmental factors on the stomatal aperture. ISBA-A-gs simulates g_s by considering the functional relationship between stomatal aperture and photosynthesis, on the basis of the biochemical A-gs model proposed by Jacobs *et al.* [1996] under well watered conditions (see Appendix A). The A-gs parameterization replaces the Jarvis-type [Jarvis, 1976] formulation of stomatal conductance of the standard version of ISBA. The model also includes a representation of the soil moisture stress. Two different types of drought responses are distinguished for both herbaceous vegetation [Calvet, 2000] and forests [Calvet *et al.*, 2004], depending on the evolution of water use efficiency (W_{UE}) under moderate stress: W_{UE} increases in the early stages of soil water stress in the case of the drought-avoiding response (also called “defensive” strategy), whereas W_{UE} decreases or remains stable in the case of the drought-tolerant response (“offensive” strategy).

[17] The ISBA-A-gs model can also simulate the green LAI by using a simple growth model [Calvet and Soussana, 2001] (see Appendix B). The model simulates only two aboveground biomass reservoirs: the leaf biomass B and the aboveground structural biomass B_s . The reservoirs are fed by the net assimilated carbon, and decreased by a turnover and a respiration terms. Phenology is modeled implicitly: LAI follows the variations of the leaf biomass, divided by the constant ratio α_B . The original formulation of α_B was not appropriate for the global scale, since the system needed to be iterated (for further details, see Calvet and Soussana [2001]). Moreover, for the global implementation the plas-

Table 1. Vegetation Parameters of ISBA-A-gs With the Nitrogen Option

Parameter Name	Symbol	Units
Unstressed mesophyll conductance at 25°C	g_m^*	mm s ⁻¹
Potential leaf life expectancy	τ_M	day
Minimum leaf area index	LAI_{\min}	m ² m ⁻²
Soil moisture stress response strategy		
Maximum leaf-to-air saturation deficit	D_{\max}^*	g kg ⁻¹
Maximum value of the leaf [CO ₂] ratio	f_o^*	
Cuticular conductance	g_c	mm s ⁻¹
Critical extractable soil moisture	θ_C	
Nitrogen plasticity parameter (slope)	e	m ² kg ^{-1%}
Nitrogen plasticity parameter (intercept)	f	m ² kg ⁻¹
Leaf nitrogen concentration	N_l	%

ticity parameters e and f have to be estimated at the biome level, and must be determined by using the available information, i.e., estimates of Specific Leaf Area (SLA, the ratio between LAI and leaf biomass) and of leaf nitrogen concentration N_l (see section 3.2). Therefore α_B was redefined as being the ratio of the biomass of green leaves to LAI, i.e., the inverse of SLA:

$$\alpha_B = \frac{B}{LAI} = \frac{1}{SLA} = \frac{1}{eN_l + f}, \quad (1)$$

where e (in m² kg^{-1%}) and f (in m² kg⁻¹) are plasticity parameters, and N_l (in %) is the nitrogen concentration of the leaf biomass B .

3.2. Determination of the Model Parameters at a Global Scale

[18] The use of the nitrogen option of ISBA-A-gs at the global scale requires specifying 11 vegetation parameters (see symbols and units in Table 1). They must be determined for each vegetation type of the ECOCLIMAP database.

[19] The values of these parameters are summarized in Table 2. The asterisk symbol means that the value is derived for well watered, non-moisture-limiting conditions; the parameter value is modified by soil moisture stress. The mesophyll conductance g_m^* is a key parameter as it controls the photosynthesis in the model. A meta-analysis was performed by gathering optimized values for a great number of species from field observations [Calvet, 2000; Calvet et al., 2004]. The values were grouped by vegetation types, and the statistics are presented in Table 3. The optimized values were obtained by minimizing the root mean square difference between simulated and measured g_s , i.e., by

optimizing the water fluxes simulated by the model [Calvet, 2000; Calvet et al., 2004]. Mean values from the meta-analysis were rounded and allocated to each vegetation type. The net assimilation rate produced with the mean value of g_m^* obtained for C₄ plants (6 mm s⁻¹) is not saturated under current atmospheric CO₂ concentration. Poorter [1993] reviewed the growth response of plants to an elevated CO₂ concentration, and showed that the growth of C₄ crops is not stimulated, unlike that of C₄ weed species. So g_m^* was increased to 9 mm s⁻¹ for C₄ crops. Also, g_m^* was decreased to 2 mm s⁻¹ for needleleaf trees and evergreen broadleaf trees to reflect the lower values compared to deciduous broadleaf trees found in the data [Calvet et al., 2004]. The resulting values of g_m^* in Table 2 are still close to the mean value of the corresponding class (Table 3) for most of the vegetation types, and always between the lower and the upper quintile. The potential leaf life expectancy τ_M controls the turnover rates of the leaf and the structural biomass pools. The values of τ_M in Table 2 were fixed from values used in previous studies [Rivalland et al., 2005; Voirin et al., 2001; Calvet et al., 1998]. They are comparable with leaf span time data published by Reich et al. [1999]. A minimum LAI value, LAI_{\min} , is needed to calculate a minimum level of photosynthesis at the start of the growing season. LAI_{\min} was arbitrary fixed at 1 m² m⁻² for evergreen broadleaf trees and needleleaf trees, and at 0.3 m² m⁻² for the other vegetation types. LAI_{\min} is sufficiently low to simulate a possible interannual variability of the minimum values of LAI simulated by the model, depending on climatic conditions. For herbaceous species, the maximum leaf-to-air saturation deficit D_{\max}^* was calculated from the value of g_m^* , and the maximum ratio between the intercellular and the atmospheric CO₂ concentration f_o^* was set to a constant value [Calvet, 2000] (see Appendix C). For woody species, f_o^* was variable and derived from g_m^* [Calvet, 2000] (see Appendix C). As far as D_{\max}^* is concerned, a new regression relationship with g_m^* was established from the data published by Calvet et al. [2004] for woody species:

$$D_{\max}^* = -37.97 \ln(g_m^*) + 150.4, \quad (2)$$

with g_m^* in mm s⁻¹ and D_{\max}^* in g kg⁻¹. This relationship results in lower sensitivity of stomatal aperture to air humidity at low values of g_m^* .

Table 2. Values of ISBA-A-gs Parameters for the ECOCLIMAP Vegetation Types^a

Vegetation Type	g_m^*	τ_M	LAI_{\min}	D_{\max}^*	f_o^*	g_c	θ_C	e	f	N_l
Deciduous broadleaf trees	3	230	0.3	109	0.51	0.15	0.3	4.83	2.53	2
Evergreen broadleaf trees	2	365	1	124	0.57	0.15	0.3	4.83	2.53	2.5
Needleleaf trees	2	365	1	124	0.57	0	0.3	4.85	-0.24	2.8
C ₃ crops	1	150	0.3	50	0.95	0.25	0.3	3.79	9.84	1.3
C ₄ crops	9	150	0.3	33	0.6	0.15	0.3	7.68	-4.33	1.9
Irrigated crops	9	150	0.3	33	0.6	0.15	0.3	7.68	-4.33	1.9
C ₃ natural herbaceous	1	150	0.3	50	0.95	0.25	0.3	5.56	6.73	1.3
C ₄ natural herbaceous	6	150	0.3	52	0.6	0.15	0.3	7.68	-4.33	1.3
Irrigated herbaceous	1	150	0.3	50	0.95	0.25	0.3	5.56	6.73	1.3

^a g_m^* is in mm s⁻¹, τ_M is in days, LAI_{\min} is in m² m⁻², D_{\max}^* is in g kg⁻¹, f_o^* is dimensionless, g_c is in mm s⁻¹, θ_C is dimensionless, e is in m² kg^{-1%}, f is in m² kg⁻¹, and N_l is in %.

Table 3. Statistics on Optimized Values of g_m^* for Herbaceous Vegetation [Calvet, 2000] and Woody Vegetation [Calvet et al., 2004]^a

Vegetation Class	m	Q ₂₀	Q ₈₀
Woody vegetation	3.5	0.2	5.1
C ₃ herbaceous vegetation (natural and crops)	0.8	0.3	1.1
C ₄ herbaceous vegetation (natural and crops)	6.4	1.3	12.6

^aUnit is mm s⁻¹; m, mean; Q₂₀, lower quintile; and Q₈₀, upper quintile.

[20] The values of cuticular conductance g_c were taken from Calvet [2000] and Calvet et al. [2004]. The soil moisture stress response is species-dependent: soybean and cowpea were found drought-avoiding while sunflower and a temperate grassland were found drought-tolerant by Calvet [2000]; for tree species, maritime pine appeared to be drought-avoiding, as sessile oak revealed itself drought-tolerant in the work by Calvet et al. [2004]. Therefore it was difficult to prescribe a single response for a whole ecosystem, and two global simulations were performed using drought-avoiding and drought-tolerant strategies respectively. Because the differences in calculated LAI between the two simulations were small, only the drought-avoiding simulation is compared against the satellite data sets in this study. The nitrogen plasticity parameters e and f were estimated as the coefficients of the linear regression relationship (equation (1)) between SLA and N_l values compiled by Schulze et al. [1994], Reich et al. [1999] and Rivaland [2003]. The foliar nitrogen concentration N_l was tuned during preliminary simulations to get realistic values of annual GPP (gross primary production) for a broad range of climate conditions for each of the vegetation types. GPP was estimated as twice the NPP (net primary production) given by Prentice et al. [2001]. NPP could not be compared directly, as ISBA-A-gs does not simulate underground biomass and respiration. For certain types of vegetation, the tuned values of N_l (Table 2) are different from the typical nitrogen content measured in the field [Schulze et al., 1994; Reich et al., 1999; Rivaland, 2003; Reich and Oleksyn, 2004]. Actually, it is more relevant to compare SLA values, as it is the variable used in the model to calculate LAI from the leaf biomass. The measured values of SLA [Schulze et al., 1994; Reich et al., 1999; Rivaland, 2003] were grouped by vegetation types, and compared with the model values of SLA (calculated from e , f and N_l according to equation (1)) in Table 4. SLA values in the model are lower than observations for C₃ herbaceous and C₃ crops, and higher for needleleaf and evergreen broadleaf trees. Nevertheless, the resulting SLA values are in the observed range of the pool of data, and the difference between the model values and the mean observed values is generally lower than the standard deviation of the observations.

[21] This set of parameters allows to differentiate the response of the 9 vegetation types in ECOCLIMAP (namely, herbaceous and woody types, or C₃ and C₄ photosynthesis pathway). ISBA-A-gs also permits to simulate the influence of the various climate conditions on the vegetation growth.

3.3. Design of the Global Simulation

[22] The ISBA-A-gs model was run at a global scale, with a 1° horizontal resolution, forced by the GSWP-2 meteorological

data from July 1982 to December 1995. As the correction of precipitation values changed in January 1986 (see section 2.1), the years before this date are used as a spin up period, and the simulation is analyzed for the 1986–1995 period, only. The atmospheric CO₂ concentration was set to 350 ppm.

[23] The model was run in its tile version: in each grid box, the model simulates the evolution of the prognostic variables for each vegetation type that is present in the grid box. In the following, the LAI values shown for the model simulation and the ECOCLIMAP data set are averaged grid box values, calculated as the means of the tile values weighted by their relative fraction, including bare soil. These averages are comparable to the values of the other satellite data sets.

[24] Soil and vegetation parameters were initialized with the ECOCLIMAP data fields, including parameters determined in section 3.2.

4. Validation of Simulated LAI at a Global Scale

[25] In this section, the simulated LAI is compared against three global data sets derived from satellite data: ISLSCP-II, MODIS and ECOCLIMAP. The main advantage of the ISLSCP-II data set is that it is available during the whole simulation period, representing a large interannual variability. MODIS is a new generation product, but only four full years (2001–2004) outside the simulation period were available. Average MODIS values are used here as a climatology to validate the mean LAI. The ECOCLIMAP monthly climatology of LAI is used in the same manner.

[26] There are several limitations in the satellite observations and in the model that can explain discrepancies between the various LAI data sets:

[27] 1. The remote sensing LAI products are estimates derived from top-of-the-atmosphere reflectances, and use different sensors and algorithms [Los et al., 2000; Myneni et al., 2002]. The quality of LAI retrievals is limited by the intrinsic characteristics of the sensor systems, the dynamic of the signal received at the satellite level, and the physical properties of the target. For instance, the visible signal saturates for high levels of light absorption, which makes it difficult to estimate accurate LAI values beyond 3 or 4. Cloud cover hides the surface and produces discontinuities in time series. Moreover, the LAI measurement from space may be affected by the scanning and illumination geometry.

Table 4. SLA Values Used in the Model (SLA_M), Mean Values (SLA_O) and Standard Deviations (SD_O) Calculated From the Pool of Data Published by Schulze et al. [1994], Reich et al. [1999] and Rivaland [2003]^a

Vegetation Type	SLA _M	SLA _O	SD _O
Deciduous broadleaf trees	12.2	14.1	6.6
Evergreen broadleaf trees	14.6	8.3	3.5
Needleleaf trees	13.3	7.0	4.0
C ₃ crops	14.8	22.5	7.6
C ₄ crops	10.3	9.9	7.9
C ₃ natural herbaceous	14.0	20.2	11.0
C ₄ natural herbaceous	5.7	9.9	7.9

^aUnit is m² kg⁻¹.

tries. Indeed, the layers of a vegetation canopy cast shadow and LAI of lower layers near the ground may not be well documented. This may yield underestimate by 30% in the case of clumped canopies [Roujean and Lacaze, 2002]. This occurs mostly for dense forested areas and fully developed crops. On the other hand, over semiarid ecosystems, soil brightness contaminates sufficiently the signal to restrict its sensitive response to LAI increase. Similarly, high reflectance of snow may hamper an accurate LAI retrieval at high latitudes at springtime.

[28] 2. The satellite-derived LAI is scaled according to in situ measurements. Here again, the LAI definition, the methods and instruments used, the sampling, and the canopy structure are some of the sources of uncertainty [Asner *et al.*, 2003; Jonckheere *et al.*, 2004].

[29] 3. Satellite-derived LAI represents total (living and senescent) single-sided leaf area surface per column unit, when simulated LAI corresponds to photosynthetically active leaves (in fact, green LAI is also provided in ISLSCP-II and ECOCLIMAP data sets and is used for the comparison, but green LAI is not available in MODIS).

[30] 4. The quality of the atmospheric forcing is not spatially homogeneous and depends on the observation network density. In particular, existing global fields of precipitation estimates are highly scattered, and precipitation controls photosynthesis over large regions of the Earth.

[31] 5. The modeling approach we used in this study has also some limitations: parameterizations are simplified representation of the processes of the real world (for example, the complex biochemical reactions involved in photosynthesis are described by a set of a few empirical equations); some processes are not represented (for example, the undergrowth in forests is not simulated by a one-big-leaf model).

[32] 6. Moreover, the choice of the same parameter for one whole type of vegetation is a simplification, and does not allow taking into account the interspecific variability, or the plant adaptation to environmental factors.

[33] However, comparing the simulated LAI with satellite data is the only way to validate the model at the global scale.

4.1. Mean Maximum of LAI

[34] The mean behavior of the model is analyzed by comparing the simulated maximum of LAI with the satellite-derived data sets. Maximum of LAI was chosen as it generally occurs simultaneously with the maximum evapotranspiration rate, and reflects the yearly accumulation of carbon by the vegetation.

[35] Figure 1 shows the mean of the yearly maximum LAI of the model and of the three satellite data sets (mean of the maximum monthly values over the available years of the data sets on a per-pixel basis). The model captures the main features of the global pattern. Biomes characterized by high LAI values (tropical and boreal forests, croplands) appear clearly. This is to some extent the consequence of using the land use prescribed from ECOCLIMAP (besides, differences in LAI values can occur for a few grid cells at the boundary of two biomes, because of the possible inconsistency of land use in the data sets). However, this also shows the ability of ISBA-A-gs to respond to various climate conditions: the model represents the precipitation-driven

east-western gradient over North America and the north-southern gradient over central Africa, as well as the temperature-driven gradients over mountainous regions, for example around the Andes or the Himalayas. The comparison of the satellite data sets with one another raises the difficulty to validate LAI at the global scale as differences can reach more than $2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ in latitudinal means between ISLSCP-II and MODIS (Figure 2). The simulated LAI is generally between the various satellite estimates (Figure 2). Large differences between the model and ISLSCP-II are found over coniferous boreal forests (Figure 1 and Table 5), as in the works by Kergoat *et al.* [2002] and Dickinson *et al.* [1998]. This can reveal a model bias for this biome (the tuned value of N_i is out of the range of the observed values for this biome, see section 3.2). However, LAI values of $8 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ are very high even for in situ observations, and may not be representative of a model grid cell of $1^\circ \times 1^\circ$. Moreover, values of maximum of LAI are lower in both the ECOCLIMAP and MODIS data sets (Table 5). To a lesser extent, similar results are found for the other woody vegetation types (tropical evergreen broadleaf forests and temperate deciduous broadleaf forests) in Figure 1 and Table 5. A better agreement is found for herbaceous vegetation types. For C_4 grasslands in tropical regions, the model overestimates LAI values in comparison with all the satellite data sets (for example over sub-Saharan Africa, see Table 5). This can be due to the fact that the model uses the same optimum photosynthesis temperature for each vegetation type all around the world (32°C). In the tropics, temperature is close to the model optimum for long periods of time and therefore favors high rates of carbon assimilation. Other models [e.g., Krinner *et al.*, 2005] take into account the adaptation of the plants to their environment by varying the optimum temperature according to climate conditions. At the global scale, the differences between the modeled LAI and the observed data sets are less than those obtained by Dan *et al.* [2005] in a coupled atmosphere-biosphere simulation. Table 5 also confirms that the model is able to represent the spatial variability found in the observations: the model spatial standard deviations are comparable to the observations ones. Weaker spatial variability in ECOCLIMAP is inherent to the method of assigning the same LAI characteristics to a whole ecosystem [Masson *et al.*, 2003].

4.2. Interannual LAI Variability

[36] Many studies have addressed the link between variations in the climate and in the vegetation activity inferred from remote sensing measurements [e.g., Myneni *et al.*, 1997; Zhou *et al.*, 2001, 2003; Buermann *et al.*, 2002; Gong and Shi, 2003; Nemani *et al.*, 2003]. In ISBA-A-gs, the simulated LAI responds to the temporal variability of the climate. In this section, the ISLSCP-II data set, spanning the simulation period, is used to validate the model's interannual variability.

[37] Correlation between the model and the observations of the monthly deseasonalized LAI anomalies is shown on Figure 3 (monthly time series of the anomaly from the mean annual cycle). The modeled LAI correlates well with the observations, with a significant positive Pearson's correlation (at a 90% level) for 64% of the grid points, forming regional coherent patterns. The correlation is high over

D18102

GIBELIN ET AL.: VALIDATION OF GLOBAL SIMULATED LAI

D18102

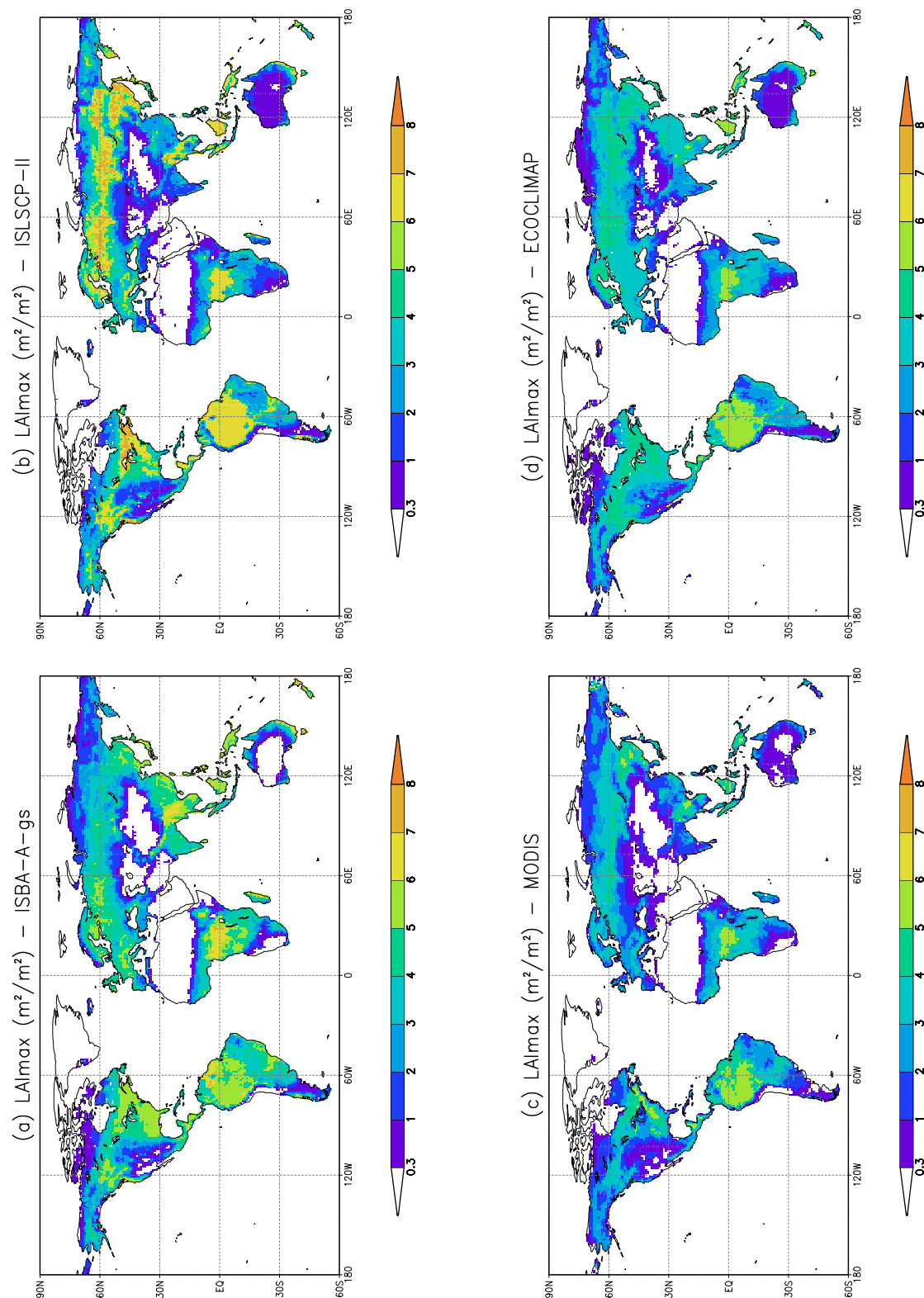


Figure 1. Maximum of LAI (a) simulated by ISBA-A-gs (mean 1986–1995) and derived from the (b) ISLSCP-II data set (mean 1986–1995), (c) MODIS data set (mean 2001–2004), and (d) ECOCLIMAP data set (climatology).

D18102

GIBELIN ET AL.: VALIDATION OF GLOBAL SIMULATED LAI

D18102

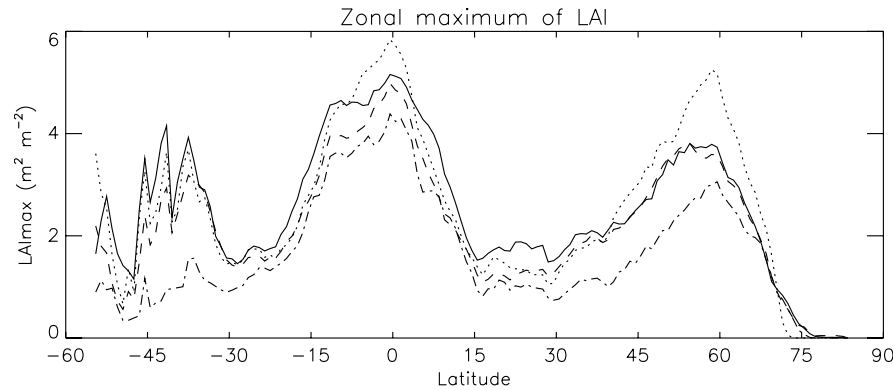


Figure 2. Zonal mean of the maximum of LAI: simulated by ISBA-A-gs (mean 1986–1995) (solid), ISLSCP-II data set (mean 1986–1995) (dotted), MODIS data set (mean 2001–2004) (dash-dotted), ECOCLIMAP data set (climatology) (dashed).

semiarid areas (e.g., Australia, south of Africa, west of North America, Sahel, and Mediterranean basin), showing that the model simulates well the response of photosynthesis to the air and soil water stresses, and also the soil water dynamics over these areas. For example, over south of Africa (covered mainly by C_4 grasslands), the model reproduces well both monthly LAI and LAI anomaly, thanks to the high correlation with rainfall rate (Figure 4), as found by *Richard and Pocard* [1998]. The precipitation over this region is correlated with El Niño–Southern Oscillation (ENSO): the climate is dryer during El Niño events, in 1986–1987 and in 1991–1992, and wetter during La Niña, in 1988. This skill of the model in the Sahel is particularly promising as *Zeng et al.* [1999] showed that taking into account vegetation interaction permits to enhance the simulation of rainfall interdecadal variability by a climate model over this region.

[38] The correlation is lower over tropical broadleaf evergreen forests in Africa and in Indonesia, because of a much larger annual amplitude in ISLSCP-II than in the model (Figure 5). Intra-annual variability is low in the simulation because of favorable environmental conditions for photosynthesis all along the year in the tropics. This is not an evidence of a model failure, as the quality of the satellite products is questionable in the tropics because of the frequent cloud cover of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the saturation in NDVI. Moreover, the

annual amplitude in the model is comparable to the other satellite data sets (not shown).

[39] The correlation between ISBA-A-gs and the ISLSCP-II LAI is low over northern and central Europe, despite the high correlation with the air temperature during the growing season found in both the model and the observations (not shown). Over central Europe (covered mainly by C_3 crops, broadleaf deciduous forests and needleleaf forests), this low correlation is produced by opposite anomalies occurring for a few years where the LAI anomaly in the model is driven by soil moisture (Figure 6). Main differences in LAI anomaly occur in 1987, 1988, 1992 and 1994, and can be explained by variations in the soil wetness index (normalized soil moisture content in the root-zone, ranging from 0 at wilting point to 1 at field capacity). In 1992 and 1994, the negative anomaly in soil water content could have been compensated by irrigation over croplands, but this process is not simulated by the model. Over Scandinavia (covered by needleleaf forests and C_3 grasslands), the low correlation is due to a high variability in maximum of LAI in ISLSCP-II that is not reproduced by the model, reflecting a low variability in the atmospheric forcing (not shown).

4.3. Start of the Growing Season

[40] Predicting the vegetation phenology is also a challenge. In particular, the start of the growing season triggers an increase in the latent heat flux part in the energy budget,

Table 5. Statistics on Maximum of LAI for the Model and the Satellite Data Sets: Spatial Average, (Spatial Standard Deviation), for Several Regions and Associated Vegetation Types^a

Vegetation Type	Location	<i>n</i>	ISBA	ISLSCP2	ECOCLIMAP	MODIS
Deciduous broadleaf trees	western USA [30°N:50°N;−100°E:−60°E]	78	5.2 (0.5)	6.8 (0.6)	4.2 (0.3)	4.6 (1)
Evergreen broadleaf trees	Amazonia [−20°N:20°N;−80°E:−30°E]	564	5.4 (0.6)	6.6 (0.7)	5.5 (0.6)	4.8 (0.8)
Needleleaf trees	northern Europe and Russia [50°N:70°N;0°E:90°E]	406	4.6 (0.7)	6 (1.4)	4.3 (0.6)	3.4 (0.9)
C_3 crops	Europe [40°N:60°N;0°E:60°E]	365	3.7 (0.8)	3.4 (0.7)	3.7 (0.2)	1.9 (0.7)
C_4 crops	western USA [40°N:50°N;−110°E:−80°E]	55	4 (0.9)	4.2 (0.7)	3.9 (0.2)	2.1 (0.4)
C_3 natural herbaceous	high latitudes [50°N:75°N;−180°E:180°E]	2168	2.3 (1.4)	2.8 (2)	2.1 (1.2)	1.9 (1.2)
C_4 natural herbaceous	sub-Saharan Africa [5°N:20°N;−20°E:50°E]	379	2.6 (1.3)	2.2 (1)	2.2 (0.8)	2.2 (0.9)

^aUnit is $m^2 m^{-2}$; *n* is the number of grid points selected in the area, where the fraction of the vegetation type is higher than 0.5. LAI values are weighted by the surface of the grid cell.

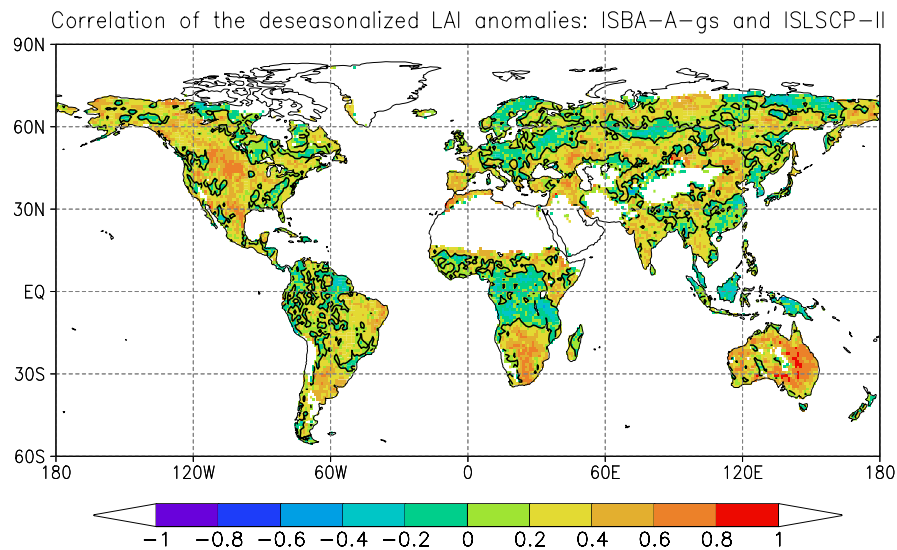


Figure 3. Correlation of the monthly deseasonalized LAI anomalies between ISBA-A-gs and the ISLSCP-II data (1986–1995). The threshold value of significant positive correlation at 90% is contoured.

and the beginning of the net absorption of carbon by vegetation. For example, *Bondeau et al.* [1999] showed the importance of the vegetation phenology to predict the seasonal variations of NPP. The 10-day time step of ISLSCP-II data was useful to determine the date of the start of the growing season. This date was computed as the decade when $(LAI - \text{minimum of LAI})$ became higher than 40% of the amplitude of the annual cycle. A similar algorithm has been used by *White et al.* [1997]. The relatively high threshold avoided the confusion with the start of the satellite NDVI due to snowmelt at high latitudes [*Moulin et al.*, 1997]. The grid points where the annual LAI amplitude is less than $0.5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ were ignored, as well as those where the start decade occurred alternatively at the end or at the beginning of the year. The same algorithm was applied to the simulated LAI, using the mean grid cell value (Figure 7). Again, the model is able to capture the main features of the spatial pattern of ISLSCP-II data set: the latitudinal gradient over northern Asia and Europe, tropical Africa, or east of northern America, and also the late values over India and southeastern Asia. However, the detected onset dates generally occur later in the model than in the observations, except in southeastern Asia and east of northern America (Table 6). The delay is up to four decades over western Europe and west of tropical Africa. The flaws described in section 4 can explain such a shift. For example, *Wang et al.* [2005] found an advance of 11 to 40 days in the onset of vegetation in MODIS data in comparison with in situ measurements at two European deciduous broadleaf forests sites, and imputed it to the undergrowth. Also, the model does not simulate grazing in grasslands, nor agricultural practices (namely, sowing and harvesting dates or irrigation), which have a direct influence on the growing cycle of the cultural areas over central and western Europe, east of northern America, India and southeastern Asia. At high latitudes, the model simulates a late snowmelt, which maintains too low surface temperatures at spring, preventing

photosynthesis to occur. B. Decharme and H. Douville (Global validation of the ISBA sub-grid hydrology, submitted to *Climate Dynamics*, 2006) showed that the simulation of the date of snowmelt, and consequently the river discharge, was improved by using a more complex snow scheme in ISBA. Over sub-Saharan Africa, the vegetation cannot grow on time because of a severe soil moisture limitation, suggesting problems in the precipitation forcing or in the representation of the soil hydrology by the model. Vegetation rapidly reacts to precipitation in these areas, but in the model, an amount of water is first used to refill the soil water content depending on the rooting depth. The value of 1.5 m in ECOCLIMAP may be overestimated for these regions.

[41] Differences of one or a few decades can seem huge when compared to the few days performed at isolated sites by recent phenology parameterizations [e.g., *Arora and Boer*, 2005; *Jolly et al.*, 2005]. However, ISBA-A-gs does not simulate phenology explicitly: leaves' growth simply follows the balance between assimilation and losses of carbon. Moreover, phenology is validated at a global scale in this study, and the model results are comparable to those obtained by *Botta et al.* [2000] using a prognostic scheme depending on the vegetation type. Finally, the model also captures the interannual variability in the start of the growing season. It simulates a temporal amplitude comparable to ISLSCP-II in the date of leaf onset (Table 6). Over the globe, 46% of the grid points show a significant positive correlation between the model and the observations at the 90% level.

[42] *Myneni et al.* [1997] observed a lengthening of the growing season at mid and high latitudes of Northern Hemisphere from 1981 to 1991. *Zhou et al.* [2001] and *Zhou et al.* [2003] found similar variations in the northern vegetation activity from 1982 to 1999. Also, *Nemani et al.* [2003] found an increase in terrestrial net primary production for the same period. These changes were attributed to

D18102

GIBELIN ET AL.: VALIDATION OF GLOBAL SIMULATED LAI

D18102

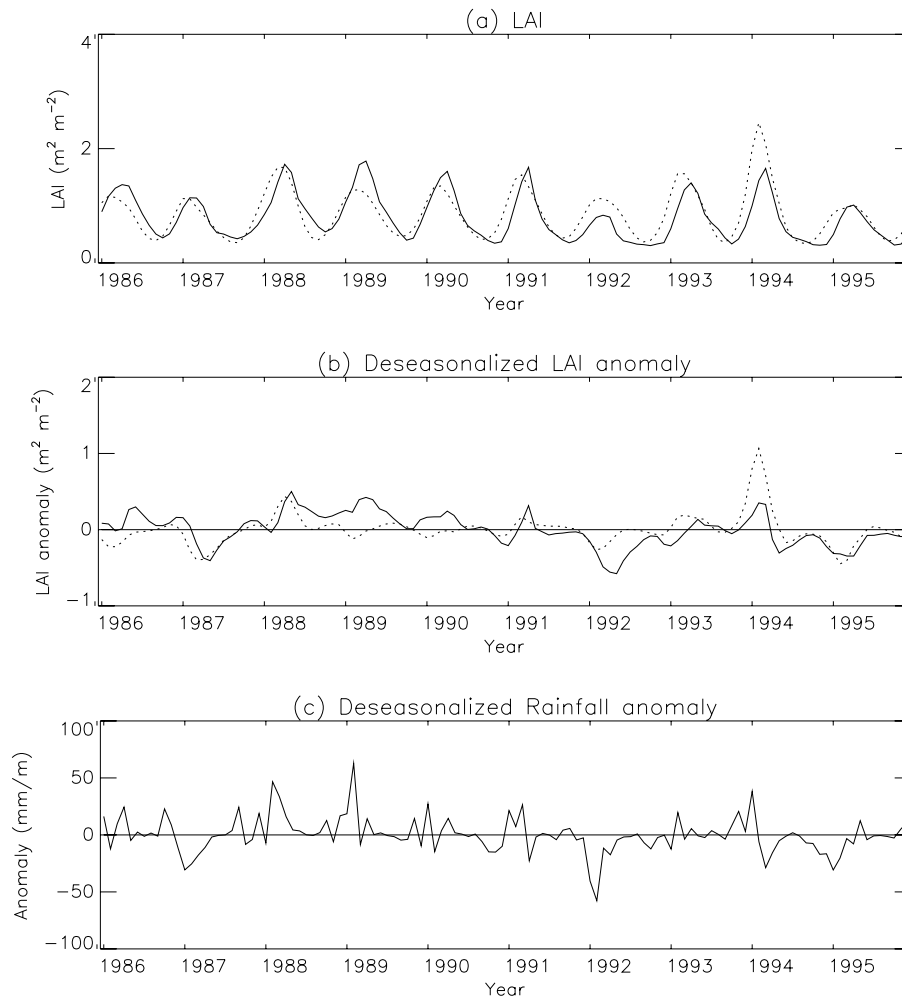


Figure 4. Monthly time series of (a) LAI for ISBA-A-gs (solid) and ISLSCP-II (dotted), (b) deseasonalized LAI anomaly (idem), and (c) deseasonalized GSWP-2 rainfall anomaly (solid) over south of Africa [$-35^{\circ}\text{N}; -15^{\circ}\text{N}$, $10^{\circ}\text{E}; 40^{\circ}\text{E}$].

temperature changes [Zhou *et al.*, 2001, 2003]. Indeed, the increase in atmospheric CO_2 concentration is not sufficient to explain such changes in biological activity. We investigated the variability of the date of beginning of the growing

season over this area for the 1986–1995 period, but we were not able to find any clear trend neither in the model nor in the observations (Figure 8). In fact, it seems that 1986–1995 is a transition period with no detectable trend in

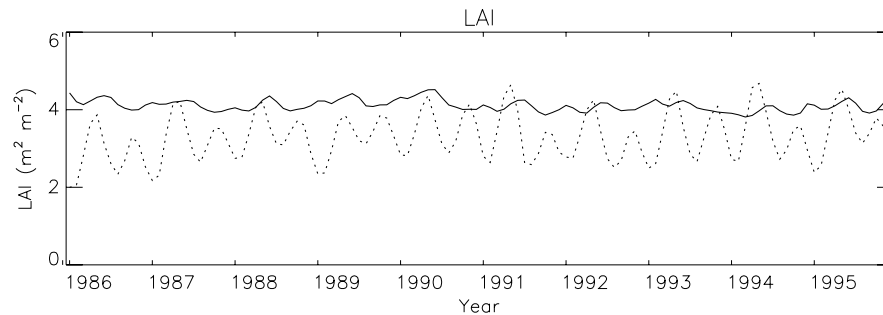


Figure 5. Monthly time series of LAI for ISBA-A-gs (solid) and ISLSCP-II (dotted) over tropical Africa and Indonesia [$-5^{\circ}\text{N}; 5^{\circ}\text{N}$, $0^{\circ}\text{E}; 180^{\circ}\text{E}$].

D18102

GIBELIN ET AL.: VALIDATION OF GLOBAL SIMULATED LAI

D18102

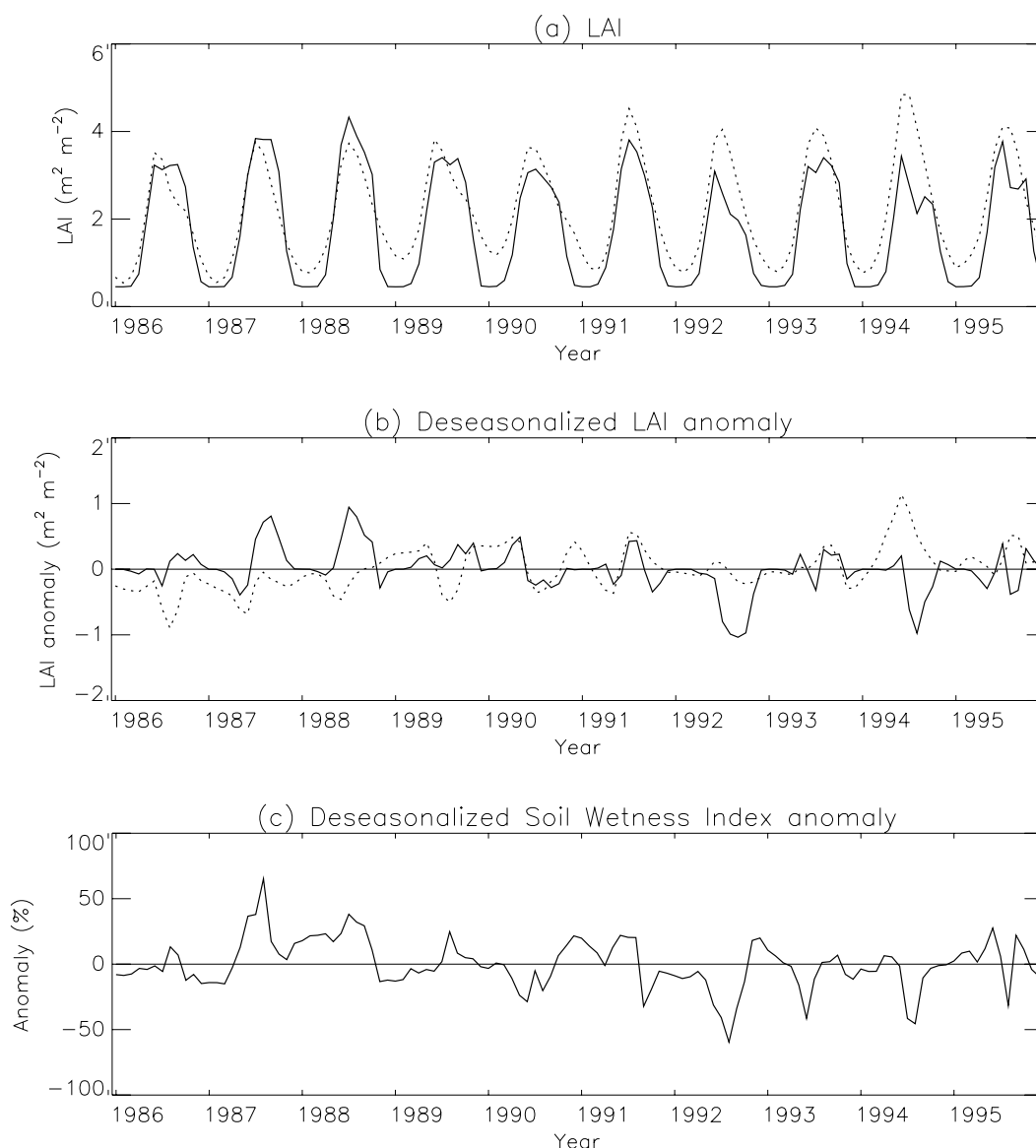


Figure 6. Monthly time series of (a) LAI for ISBA-A-gs (solid) and ISLSCP-II (dotted), (b) deseasonalized LAI anomaly (idem), and (c) deseasonalized soil wetness index anomaly (solid) over central Europe [45°N:60°N, 10°E:30°E].

NDVI or temperature, because of a cooling in 1992 after the 1991 eruption of Mount Pinatubo. It can be noted that vegetation systematically starts later in the model because of the delayed snowmelt (see last section), but the annual variations are in good agreement.

5. Conclusion

[43] In the present study, a 10-year forced simulation was performed at a global scale for the 1986–1995 period to simulate the response of vegetation to climate, by using the land surface model ISBA-A-gs, and the ECOCLIMAP surface parameters database. The simulated LAI is favorably compared with three satellite-derived LAI data sets

(ISLSCP-II, MODIS and ECOCLIMAP). The results also compare satisfactorily to LAI simulated by global models in other studies.

[44] The model is able to capture the main spatial patterns of LAI, in agreement with the satellite estimates, though significant differences are found between the various satellite data sets. The highest and lowest LAI values are generally obtained for ISLSCP-II and MODIS, respectively. Such discrepancies can be due to differences in sensor characteristics, in retrieval methods of LAI and in the considered periods of the selected data sets. Although the model provides a simplified representation of the vegetation dynamics, the deviations between simulated and satellite-derived LAI are less than the discrepancies between the

D18102

GIBELIN ET AL.: VALIDATION OF GLOBAL SIMULATED LAI

D18102

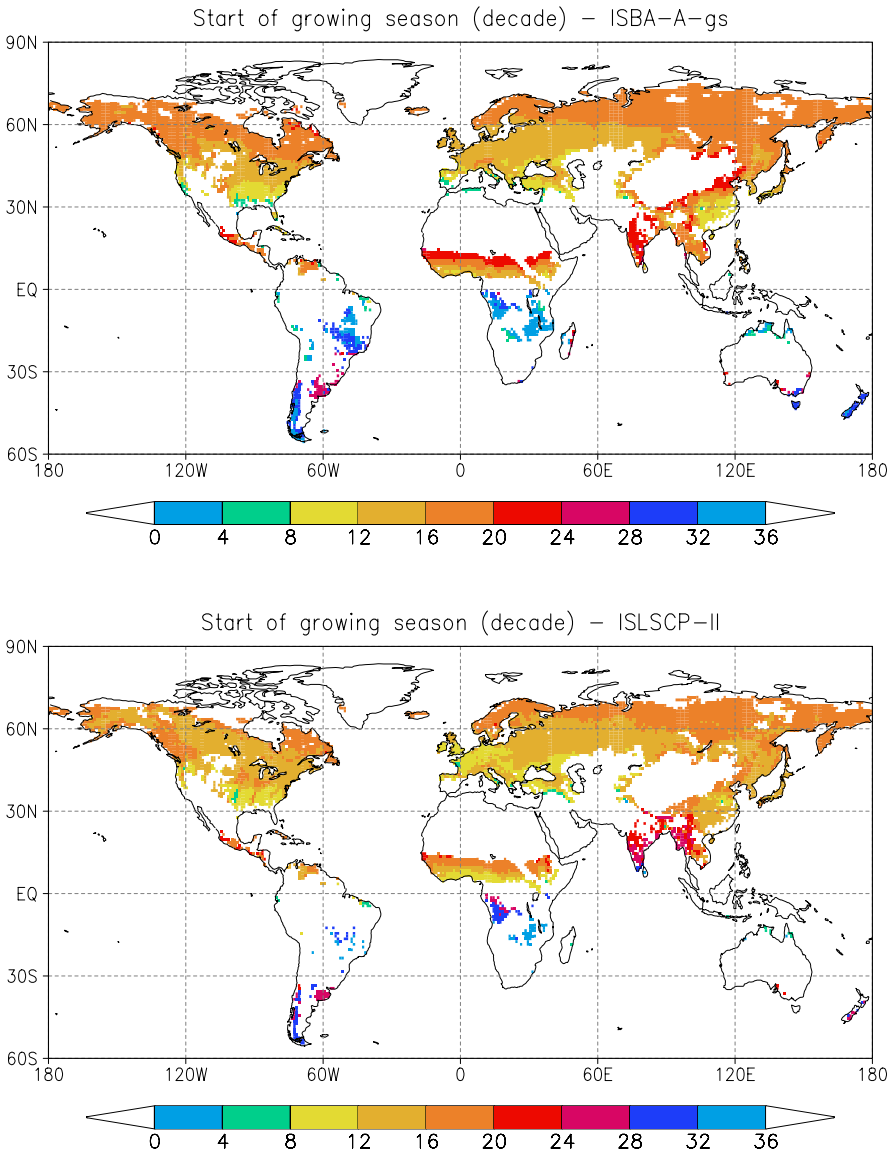


Figure 7. Date of start of the growing season (mean 1986–1995) (top) simulated by ISBA-A-gs and (bottom) observed in ISLSCP-II.

various LAI estimates. The model also responds to the temporal and spatial variations in atmospheric forcing. The interannual variability is reproduced well over several regions of the globe, particularly in those where precipita-

tion controls photosynthesis. Over tropical and boreal forests, the variability in ISLSCP-II seems overestimated compared to the climate variability, and is not reproduced by the model. As the model does not simulate processes

Table 6. Statistics on the Date of Leaf Onset for the Model and the ISLSCP-II Data Set: Spatial Average, (Spatial Average of 1986–1995 Minimum/Maximum), for Several Regions and Associated Vegetation Types^a

Vegetation Type	Location	<i>n</i>	ISBA	ISLSCP2
Deciduous broadleaf trees	western USA [30°N:50°N;–100°E:–60°E]	78	140 (131/149)	127 (112/140)
Needleleaf trees	northern Europe and Russia [50°N:70°N;0°E:90°E]	406	164 (153/174)	159 (138/177)
C ₃ crops	Europe [40°N:60°N;0°E:60°E]	363	132 (116/145)	123 (103/141)
C ₄ crops	western USA [40°N:50°N;–110°E:–80°E]	48	139 (120/165)	163 (148/176)
C ₃ natural herbaceous	high latitudes [50°N:75°N;–180°E:180°E]	1446	177 (166/188)	163 (151/175)
C ₄ natural herbaceous	sub-Saharan Africa [5°N:20°N;–20°E:50°E]	379	191 (170/213)	163 (141/186)

^aUnit is days; *n* is the number of grid points selected in the area, where the fraction of the vegetation type is higher than 0.5 (the algorithm did not detect enough grid points for the evergreen broadleaf trees). Date values are weighted by the surface of the grid cell.

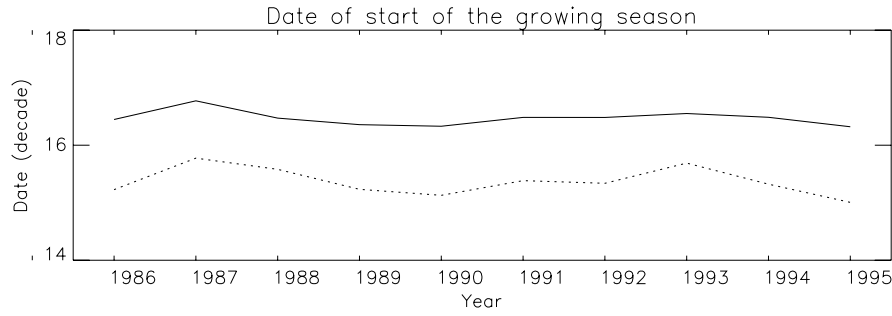


Figure 8. Annual time series of the date of start of the growing season for ISBA-A-gs (solid) and ISLSCP-II (dotted) over middle and high latitudes of the Northern Hemisphere [45°N:70°N, -180°E:180°E].

such as harvest or irrigation, the modeled variability is driven by the climate forcing, only, and may differ from the observed one in cultivated areas. Despite no explicit representation of phenology is used, the latitudinal pattern of the growing season onset matches the observations, although the growing season often begins later in the model than in the observations.

[45] Differences between the various observed data sets raise the difficulty to validate LAI at the global scale. However, comparison with satellite products is the only way to assess the realism of spatial and temporal variations simulated by the model. In that respect, it is necessary to reduce the uncertainty in satellite LAI estimates. This study also highlights the importance of the quality of the atmospheric forcing and of the biogeophysical parameters used in the model, and suggests further model improvements, namely in the snow dynamics or the treatment of vegetation in cultivated areas. Finally, this study shows that the ISBA-A-gs model is able to simulate realistic LAI time series at a global scale. It is now foreseen to couple ISBA-A-gs with ARPEGE-Climat, the atmospheric general circulation model of Météo-France [Déqué *et al.*, 1994; Gibelin and Déqué, 2003], to investigate the two-way interactions between vegetation and climate. It is also planned to couple ISBA-A-gs with a soil respiration model, in order to simulate the whole terrestrial carbon cycle.

Appendix A: A-gs Model

[46] The A-gs approach employed to describe the leaf-scale physiological processes in ISBA-A-gs [Calvet *et al.*, 1998] was the model proposed by Jacobs *et al.* [1996], assuming a well watered soil.

[47] The photosynthesis rate in light-saturating conditions is expressed as

$$A_m = A_{m,\max} [1 - \exp\{-g_m^* \times (C_i - \Gamma)/A_{m,\max}\}]. \quad (\text{A1})$$

[48] The g_m^* parameter (the unstressed mesophyll conductance) is corrected for leaf temperature using a Q_{10} -type function, together with the maximum photosynthesis $A_{m,\max}$ and the compensation point Γ . Typical values of $A_{m,\max}$ and Γ at a temperature of 25°C, for C_3 and C_4 plants, are given in Table A1. To avoid lengthy iterations, the

internal CO_2 concentration C_i is obtained by combining the air CO_2 concentration C_s and Γ through the following closure equation

$$C_i = f C_s + (1 - f)\Gamma, \quad (\text{A2})$$

where the coupling factor f is sensitive to air humidity and depends on the cuticular conductance g_c and on g_m^* , f_0^* and D_{\max}^* by

$$f = f_0^*(1 - D_s/D_{\max}^*) + (g_c/[g_c + g_m^*])(D_s/D_{\max}^*), \quad (\text{A3})$$

where D_s is the leaf-to-air saturation deficit, and f_0^* is the value of f for $D_s = 0 \text{ g kg}^{-1}$ (Table 2).

[49] The net assimilation is limited by a light deficit according to a saturation equation applied to the photosynthetically active radiation I_a :

$$A_n = (A_m + R_d)[1 - \exp\{-\varepsilon I_a/(A_m + R_d)\}] - R_d, \quad (\text{A4})$$

where leaf respiration is given by $R_d = A_m/9$, and the light conversion efficiency by $\varepsilon = \varepsilon_0(C_i - \Gamma)/(C_i + 2\Gamma)$, where ε_0 is the maximum quantum use efficiency (Table A1).

Table A1. Standard Values of the Parameters of the A-gs Model, According to the Plant Type (C_3 or C_4), Adapted From Jacobs *et al.* [1996]^a

Parameter (X)	X(@25)	Q_{10}	T_1 , °C	T_2 , °C
C_3				
ε_0 , mg J^{-1}	0.017			
Γ , ppm	45	1.5		
g_m^* , mm s^{-1}	see Table 2	2.0	5	36
$A_{m,\max}$, $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	2.2	2.0	8	38
C_4				
ε_0 , mg J^{-1}	0.014			
Γ , ppm	2.8	1.5		
g_m^* , mm s^{-1}	see Table 2	2.0	13	36
$A_{m,\max}$, $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	1.7	2.0	13	38

^a ε_0 is the maximum quantum use efficiency, Γ the compensation point, g_m^* the mesophyll conductance, and $A_{m,\max}$ the maximum net assimilation of the leaf. The Q_{10} , T_1 and T_2 values modulate the sensitivity of each parameter to temperature through either $X(T_s) = X(@25) \times Q_{10}^{(T_s - 25)/10}$ for Γ or $X(T_s) = X(@25) \times Q_{10}^{(T_s - 25)/10} / [1 + \exp\{0.3(T_1 - T_s)\}] [1 + \exp\{0.3(T_s - T_2)\}]$ for g_m^* and $A_{m,\max}$, where $X(T_s)$ and $X(@25)$ are the values of the parameters corresponding to the leaf temperatures T_s and 25°C, respectively.

D18102

GIBELIN ET AL.: VALIDATION OF GLOBAL SIMULATED LAI

D18102

[50] Finally,

$$g_s = g_c + 1.6 \left(A_n - A_{\min} \left(\frac{D_s}{D_{\max}^*} \frac{A_n + R_d}{A_m + R_d} \right) + R_d \left(1 - \frac{A_n + R_d}{A_m + R_d} \right) \right) / (C_s - C_i), \quad (\text{A5})$$

where A_{\min} represents the residual photosynthesis rate (at full light intensity) associated with cuticular transfers when the stomata are closed because of a high saturation deficit:

$$A_{\min} = g_m^* \times g_c (C_s - \Gamma) / (g_m^* + g_c). \quad (\text{A6})$$

[51] From the above equations, the water use efficiency (i.e., the ratio of A_n to leaf transpiration) can be expressed simply, in the case of a zero value of g_c :

$$W_{UE} = \frac{C_s - \Gamma}{1.6\rho_a} \left[\frac{f_0^*}{D_{\max}^*} + \frac{1 - f_0^*}{D_s} \right], \quad (\text{A7})$$

where ρ_a is air density.

[52] The influence of soil moisture stress on g_m , f_0 and D_{\max} is described by Calvet [2000] and Calvet *et al.* [2004].

[53] The PAR extinction by the canopy must be described in the model: the leaves on top of the canopy intercept a large fraction of the incoming solar radiation, thus reducing the photosynthetic activity of lower layers. Assuming an homogeneous leaf vertical distribution, the integrated canopy net assimilation A_{nl} and conductance g_{sl} can be written as

$$A_{nl} = LAI \int_0^1 A_n d(z/h) \quad (\text{A8})$$

and

$$g_{sl} = LAI \int_0^1 g_s d(z/h), \quad (\text{A9})$$

where h is canopy height and z is the distance to the ground (see Calvet *et al.* [1998] for further details).

Appendix B: Growth Model

[54] The leaf area index LAI is derived from the leaf biomass B , related to the net assimilation of the canopy A_{nl} (equation (A8), expressed in units of $\text{kgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$): growth is described as the accumulation of carbon obtained from assimilation of atmospheric CO_2 , and senescence as the result of a deficit of photosynthesis (due to external factors). In ISBA-A-gs, the leaf biomass B is obtained from the differential equation:

$$dB = \frac{M_C}{P_C M_{\text{CO}_2}} A_{nl} dt - B d(t/\tau), \quad (\text{B1})$$

where P_C is the proportion of carbon in the dry plant biomass, and M_C and M_{CO_2} are the molecular weights of carbon and CO_2 , respectively.

[55] The mortality increment term of equation (B1) represents an exponential extinction of B characterized by a time-dependent effective life expectancy (expressed in units of days):

$$\tau(t) = \tau_M \frac{A_{nfm}(t)}{A_{n,\max}}, \quad (\text{B2})$$

where τ_M is the maximum effective life expectancy of the active biomass, $A_{nfm}(t)$ is the maximum leaf net assimilation reached on the day before time t and $A_{n,\max}$ is the optimum leaf net assimilation [Calvet *et al.*, 1998].

[56] The value of LAI is obtained from B by:

$$LAI = B/\alpha_B. \quad (\text{B3})$$

[57] The definition of the α_B ratio was modified in this study (see section 3.1).

[58] The computed value of LAI is related to the integrated net assimilation through the growth model represented by equations (B1) – (B3). Plant growth depends on two parameters, the α_B ratio and τ_M .

[59] In the simple allocation scheme employed in this study, two biomass reservoirs are considered: the leaf biomass (B) and the structural biomass (B_s), forming the total nonwoody aboveground biomass (B_T):

$$B_T = B + B_s. \quad (\text{B4})$$

[60] In the plant N-decline model, the total nonwoody aboveground biomass is related to the leaf biomass by the following allometric equation [Calvet and Soussana, 2001]:

$$B_T = \left(\frac{B}{c} \right)^{\frac{1}{1-a}}, \quad (\text{B5})$$

where c and a are constant parameters ($c = 0.754$ and $a = 0.38$).

[61] The B -decline term of equation (B1) is split into a mortality and a storage term (M_B and S_B , respectively):

$$B d(t/\tau) = M_B + S_B. \quad (\text{B6})$$

[62] The way the distinction is made between M_B and S_B is described below. The growing phase is characterized by positive values of dB in equation (B1), when net assimilation exceeds the B -decline term. When this condition is satisfied, the plant N decline model can be applied: the aboveground biomass B_T is derived from B using equation (B5) and B_s is the difference between the two terms (equation (B4)). The mortality of B_s is given by:

$$M_{B_s} = B_s d(t/\tau_M). \quad (\text{B7})$$

[63] The structural biomass also loses carbon through respiration:

$$R_{B_s} = \eta_R B_s Q_{10}^{(T-25)/10} dt, \quad (\text{B8})$$

where dt represents one day, T is surface temperature (in $^{\circ}\text{C}$), η_R a respiration coefficient of 1% of B_s per day, and $Q_{10} = 2$.

[64] Finally, the storage term S_B of equation (B6) is calculated as the residual of the structural biomass budget:

$$S_B = dB_s + M_{B_s} + R_{B_s}. \quad (\text{B9})$$

[65] The M_B term of equation (B6) is obtained by difference. In situations where storage exceeds the mortality of active biomass M_B , an alternative formulation of B -decline is employed. B_T is recalculated assuming that there is no loss of leaf biomass outside the plant system, during the considered time step: $M_B = 0$ and dB_T is the difference between the daily net assimilation and the mortality and respiration losses of structural biomass (equations (B7) and (B8)). The leaf biomass B is derived from B_T using equation (B5), and B_s is the difference between the two terms (equation (B4)). A new value of the storage term S_B is given by equation (B9).

[66] When the vegetation becomes senescent (negative values of dB), the plant N decline equation (equation (B5)) is no longer valid. In this case, the B_s reservoir evolves independently from B : a nil storage term is prescribed and the mortality and respiration losses (equations (B7) and (B8)) are applied to B_s .

Appendix C: Relationships Between g_m^* , f_o^* and D_{\max}^*

[67] For herbaceous species, Calvet [2000] found interspecific and intraspecific relationships between optimized values of g_m^* and D_{\max}^* :

$$\ln(g_m^*) = 2.381 - 0.6103 \ln(D_{\max}^*) \text{ for } C_3 \text{ plants}, \quad (\text{C1})$$

$$\ln(g_m^*) = 5.323 - 0.8929 \ln(D_{\max}^*) \text{ for } C_4 \text{ plants},$$

with g_m^* in mm s^{-1} and D_{\max}^* in g kg^{-1} .

[68] f_o^* was set to constant values:

$$\begin{aligned} f_o^* &= 0.95 \text{ for } C_3 \text{ plants}, \\ f_o^* &= 0.6, \text{ for } C_4 \text{ plants}. \end{aligned} \quad (\text{C2})$$

[69] For woody species, Calvet et al. [2004] determined the following relationship between g_m^* and f_o^* :

$$\ln(g_m^*) = 4.7 - 7f_o^*, \quad (\text{C3})$$

with g_m^* in mm s^{-1} .

[70] **Acknowledgments.** The authors wish to thank the GSWP-2, ISLSCP-II, MODIS and ECOCLIMAP teams for providing the data sets. This study was cofunded by the European Commission within the GMES initiative in FP6, in the framework of the geoland integrated GMES project on land cover and vegetation.

References

Arora, V. K. (2002), Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models, *Rev. Geophys.*, 40(2), 1006, doi:10.1029/2001RG000103.

- Arora, V. K., and G. K. Boer (2005), A parameterization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models, *Global Change Biol.*, 11, 39–59, doi:10.1111/j.1365-2486.2004.00890.x.
- Asner, G. P., J. M. O. Scurlock, and J. A. Hicke (2003), Global synthesis of leaf area index observations: Implications for ecological and remote sensing studies, *Global Ecol. Biogeogr.*, 12, 191–205.
- Betts, R. A., P. M. Cox, S. E. Lee, and F. I. Woodward (1997), Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations, *Nature*, 387, 796–799.
- Bondeau, A., D. W. Kicklighter, J. Kaduk, and the Participants of the Postdam NPP Model Intercomparison (1999), Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): Importance of vegetation structure on seasonal NPP estimates, *Global Change Biol.*, 5, 35–45.
- Botta, A., N. Viovy, P. Ciais, P. Friedlstein, and P. Monfray (2000), A global prognostic scheme of leaf onset using satellite data, *Global Change Biol.*, 6, 709–725.
- Bounoua, L., et al. (1999), Interactions between vegetation and climate: Radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO_2 , *J. Clim.*, 12, 309–324.
- Buermann, W., Y. Wang, J. Dong, L. Zhou, X. Zeng, R. E. Dickinson, C. S. Potter, and R. B. Myneni (2002), Analysis of a multiyear global vegetation leaf area index data set, *J. Geophys. Res.*, 107(D22), 4646, doi:10.1029/2001JD000975.
- Calvet, J.-C. (2000), Investigating soil and atmospheric plant water stress using physiological and micrometeorological data, *Agric. For. Meteorol.*, 103, 229–247.
- Calvet, J.-C., and J.-F. Soussana (2001), Modelling CO_2 -enrichment effects using an interactive vegetation SVAT scheme, *Agric. For. Meteorol.*, 108, 129–152.
- Calvet, J.-C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso, and J.-P. Wigneron (1998), An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites, *Agric. For. Meteorol.*, 92, 73–95.
- Calvet, J.-C., V. Rivaland, C. Picon-Cochard, and J.-M. Guehl (2004), Modelling forest transpiration and CO_2 fluxes - Response to soil moisture stress, *Agric. For. Meteorol.*, 124, 143–156.
- Ciais, P., P. P. Tans, and M. Troler (1995), A large northern-hemisphere terrestrial CO_2 sink indicated by the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 , *Science*, 269, 1098–1102.
- Cox, P. M., C. Huntingford, and R. J. Harding (1998), A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme, *J. Hydrol.*, 212–213, 79–94.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall, and I. J. Totterdell (2000), Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature*, 408, 184–187.
- Dan, L., J. Ji, and Y. Li (2005), Climatic and biological simulations in a two-way coupled atmosphere-biosphere model, *Global Planet. Change*, 47, 153–169.
- Decharme, B., and H. Douville (2005), Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-006-0160-6, in press.
- Déqué, M., C. Dreveton, A. Braun, and D. Cariolle (1994), The ARPEGE/IFS atmosphere model, A contribution to the French community climate modelling, *Clim. Dyn.*, 10, 249–266.
- Dickinson, R. E., M. Shaikh, R. Bryant, and L. Graumlich (1998), Interactive canopies for a climate model, *J. Clim.*, 11, 2823–2836.
- Dimmeyer, P. A., A. J. Dolman, and N. Sato (1999), The Global Soil Wetness Project: A pilot project for global land surface modeling and validation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 851–878.
- Dimmeyer, P. A., X. Gao, and T. Oki (2002), The Second Global Soil Wetness Project GSWP2: Science and implementation plan, *IGPO Publ.* 37, Int. GEWEX Proj. Off., Washington, D. C.
- Dimmeyer, P. A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki, and N. Hanasaki (2005), The Second Global Soil Wetness Project GSWP2: Multi-model analysis and implications for our perception of the land surface, *COLA Tech. Rep.* 185, Cent. for Ocean-Land-Atmos. Stud., Calverton, Md.
- Douville, H., S. Planton, J.-F. Royer, D. Stephenson, S. Tyteca, L. Kergoat, S. Lafont, and R. Betts (2000), Importance of vegetation feedbacks in doubled- CO_2 climate experiments, *J. Geophys. Res.*, 105, 14,841–14,861.
- Foley, J. A., I. C. Prentice, N. Ramankutty, S. Levis, D. Pollard, S. Sitch, and A. Haxeltine (1996), An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics, *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 603–628.
- Friedl, M. A., et al. (2002), Global land cover mapping from MODIS: Algorithms and early results, *Remote Sens. Environ.*, 83, 287–302.
- Gibelin, A.-L., and M. Déqué (2003), Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, *Clim. Dyn.*, 20, 327–339.

- Gong, D. Y., and P. J. Shi (2003), Northern hemispheric NDVI variations associated with large-scale climate indices in spring, *Int. J. Remote Sens.*, **12**, 2559–2566.
- Hall, F. G., G. Collatz, L. S. O., E. Brown de Colstoun, and D. Landis (Eds.) (2005), *ISLSCP Initiative II*, NASA, DVD/CD-ROM.
- Houghton, J., Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. Johnson (Eds.) (2001), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Jacobs, C. M. J., B. J. J. M. van den Hurk, and H. A. R. de Bruin (1996), Stomatal behaviour and photosynthetic rate of unstressed grapevines in semi-arid conditions, *Agric. For. Meteorol.*, **80**, 111–134.
- Jarvis, P. G. (1976), The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, **273**, 593–610.
- Jolly, W. M., R. Nemani, and S. W. Running (2005), A generalized, bioclimatic index to predict foliar phenology in response to climate, *Global Change Biol.*, **11**, 619–632, doi:10.1111/j.1365-2486.2005.00930.x.
- Jonckheere, I., S. Fleck, K. Nackaerts, B. Muys, P. Coppin, M. Weiss, and F. Baret (2004), Review of methods for in situ leaf area index determination Part I: Theories, L. sensors and hemispherical photography, *Agric. For. Meteorol.*, **121**, 19–35, doi:10.1016/j.agrformet.2003.08.027.
- Justice, C. O., G. Townshend, E. F. Vermote, E. Masuoka, R. E. Wolfe, N. Saleous, D. P. Roy, and J. T. Morisette (2002), An overview of MODIS Land data processing and product status, *Remote Sens. Environ.*, **83**, 3–15.
- Keeling, R., S. Piper, and M. Heimann (1996), Global and hemispheric carbon dioxide sinks deduced from changes in atmospheric O_2 concentration, *Nature*, **381**, 218–221.
- Kergoat, L., S. Lafont, H. Douville, B. Berthelot, G. Dedieu, S. Planton, and J.-F. Royer (2002), Impact of doubled CO_2 on global scale leaf area index and evapotranspiration: Conflicting stomatal and LAI responses, *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4808, doi:10.1029/2001JD001245.
- Knyazikhin, Y., J. V. Martonchik, R. B. Myneni, D. J. Diner, and S. W. Running (1998), Synergistic algorithm for estimating vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from MODIS and MISR data, *J. Geophys. Res.*, **103**, 32,257–32,276.
- Kömer, C. (2000), Biosphere responses to CO_2 enrichment, *Ecol. Appl.*, **10**, 1590–1619.
- Kömer, C. (2003), Ecological impacts of atmospheric CO_2 enrichment on terrestrial ecosystems, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **361**, 2023–2041.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. Prentice (2005), A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.
- Los, S. O., et al. (2000), A global 9-year biophysical land surface dataset from NOAA AVHRR data, *J. Hydrometeorol.*, **1**, 183–199.
- Los, S. O., P. R. J. North, W. M. F. Grey, and M. J. Bamsley (2005), A method to convert AVHRR Normalized Difference Index time series to a standard viewing and illumination geometry, *Remote Sens. Environ.*, **99**, 400–411, doi:10.1016/j.rse.2005.08.017.
- Masson, V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze (2003), A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, *J. Clim.*, **16**, 1261–1282.
- Moulin, S., L. Kergoat, N. Viovy, and G. Dedieu (1997), Global-scale assessment of vegetation phenology using NOAA/AVHRR satellite measurements, *J. Clim.*, **10**, 1154–1170.
- Myneni, R. B., C. D. Keeling, C. J. Tucker, G. Asrar, and R. R. Nemani (1997), Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991, *Nature*, **386**, 698–702.
- Myneni, R. B., et al. (2002), Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data, *Remote Sens. Environ.*, **83**, 214–231.
- Nemani, R. R., C. D. Keeling, H. Hashimoto, W. M. Jolly, S. C. Piper, C. J. Tucker, R. B. Myneni, and S. W. Running (2003), Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999, *Science*, **300**, 1560–1563.
- Noilhan, J., and J.-F. Mahfouf (1996), The ISBA land surface parameterization scheme, *Global Planet. Change*, **13**, 145–159.
- Noilhan, J., and S. Planton (1989), A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, **117**, 536–549.
- Pielke, R. A., R. Avissar, M. Raupach, A. J. Dolman, X. Zeng, and A. S. Denning (1998), Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: Influence on weather and climate, *Global Change Biol.*, **4**, 461–475.
- Pitman, A. J. (2003), The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models, *Int. J. Climatol.*, **23**, 479–510.
- Poorter, H. (1993), Interspecific variation in the growth response of plants to an elevated ambient CO_2 concentration, *Vegetatio*, **104/105**, 77–97.
- Prentice, I., et al. (2001), The carbon cycle and atmospheric CO_2 , in *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC*, pp. 183–237, Cambridge Univ. Press, New York.
- Reich, P. B., and J. Oleksyn (2004), Global patterns of plant leaf N and P in relation to temperature and latitude, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **101**, 11,001–11,006.
- Reich, P. B., D. S. Ellsworth, M. B. Walters, J. M. Vose, C. Gresham, J. C. Volin, and W. D. Bowman (1999), Generality of leaf trait relationships: A test across six biomes, *Ecology*, **80**, 1955–1969.
- Richard, Y., and I. Poccard (1998), A statistical study of NDVI sensitivity to seasonal and interannual rainfall variations in Southern Africa, *Int. J. Remote Sens.*, **15**, 2907–2920.
- Rivalland, V. (2003), Amélioration et validation du modèle de fonctionnement de la végétation ISBA-A-gs: Stress hydrique et flux de CO_2 , Ph.D. thesis, Univ. Paul Sabatier, Toulouse.
- Rivalland, V., J.-C. Calvet, P. Berbigier, Y. Brunet, and A. Granier (2005), Transpiration and CO_2 fluxes of a pine forest: Modelling the undergrowth effect, *Ann. Geophys.*, **23**, 1–14.
- Roujean, J.-L., and R. Lacaze (2002), Global mapping of vegetation parameters from POLDER multi-angular measurements for studies of surface-atmosphere interactions: A pragmatic method and its validation, *J. Geophys. Res.*, **107**(D12), 4150, doi:10.1029/2001JD000751.
- Schulze, E. D., F. M. Kelliher, C. Körner, J. Lloyd, and R. Leuning (1994), Relationships among maximum stomatal conductance, ecosystem surface conductance, carbon assimilation rate, and plant nitrogen nutrition: A global ecology scaling exercise, *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, **25**, 629–660.
- Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang, G. D. Collelo, and L. Bounoua (1996a), A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation, *J. Clim.*, **9**, 676–705.
- Sellers, P. J., et al. (1996b), Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO_2 on climate, *Science*, **271**, 1402–1406.
- Sellers, P. J., et al. (1997), Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere, *Science*, **275**, 502–509.
- Tanaka, K., K. Yorozu, R. Hamabe, and S. Ikebuchi (2004), Validation of the GSWP2 baseline simulation, paper presented at 85th Annual Meeting – 19th Conference on Hydrology, Am. Meteorol. Soc., San Diego, Calif.
- Voirin, S., J.-C. Calvet, F. Habets, and J. Noilhan (2001), Interactive vegetation modelling at a regional scale: Application to the Adour basin, *Plant Cell Environ.*, **26**, 479–484.
- Wang, Q., J. Tenhunen, N. Q. Dinh, M. Reichstein, D. Otieno, A. Granier, and K. Pilegard (2005), Evaluation of seasonal variation of MODIS derived leaf area index at two European deciduous broadleaf forest sites, *Remote Sens. Environ.*, **96**, 475–484.
- White, M. A., P. E. Thornton, and S. W. Running (1997), A continental phenology model for monitoring vegetation responses to interannual climatic variability, *Global Biogeochem. Cycles*, **11**, 217–234.
- Zeng, N., J. D. Neelin, K. M. Lau, and C. J. Tucker (1999), Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction, *Science*, **286**, 1537–1540.
- Zhao, M., and P. A. Dimmeyer (2003), Production and analysis of GSWP-2 near surface meteorology data sets, *COLA Tech. Rep. 159*, Cent. for Ocean-Land-Atmos. Stud., Calverton, Md.
- Zhou, L., C. J. Tucker, R. K. Kaufmann, D. Slayback, N. V. Shabanov, and R. B. Myneni (2001), Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999, *J. Geophys. Res.*, **106**, 20,069–20,083.
- Zhou, L., R. K. Kaufmann, Y. Tian, R. B. Myneni, and C. J. Tucker (2003), Relation between interannual variations in satellite measures of northern forest greenness and climate between 1982 and 1999, *J. Geophys. Res.*, **108**(D1), 4004, doi:10.1029/2002JD002510.

J.-C. Calvet, A.-L. Gibelin, L. Jarlan, and J.-L. Roujean, Groupe d'Etude de l'Atmosphère Météorologique, Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, 42, Avenue Coriolis, F-31057 Toulouse Cedex 1, France. (anne-laure.gibelin@meteo.fr)
S. O. Los, Department of Geography, University of Wales, Swansea SA2 8PP, UK.

Annexe B

Répartition des types de végétation d'ECOCLIMAP

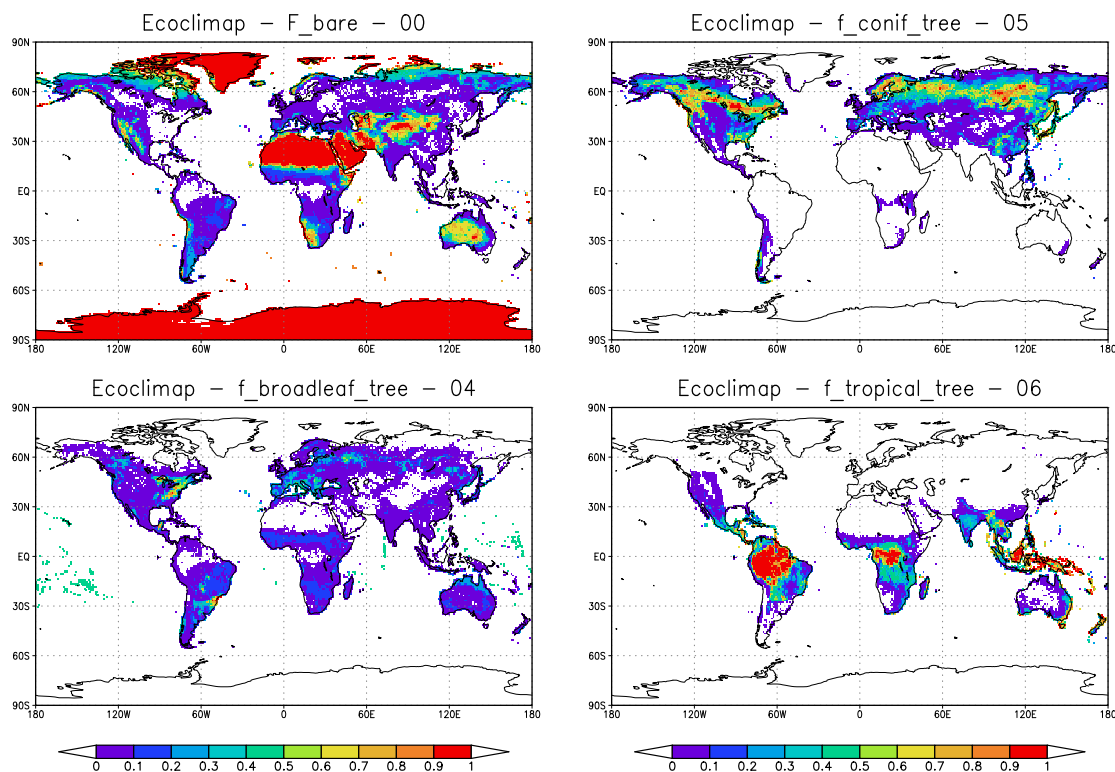


FIG. B.1 – Fraction de la surface occupée par les types de végétation d'ECOCLIMAP : surface sans végétation (sol nu, sol rocheux, surface enneigée ou englacée en permanence) (en haut à gauche), forêts de conifères (en haut à droite), forêts de feuillus décidus (en bas à gauche), forêts de feuillus persistants (en bas à droite).

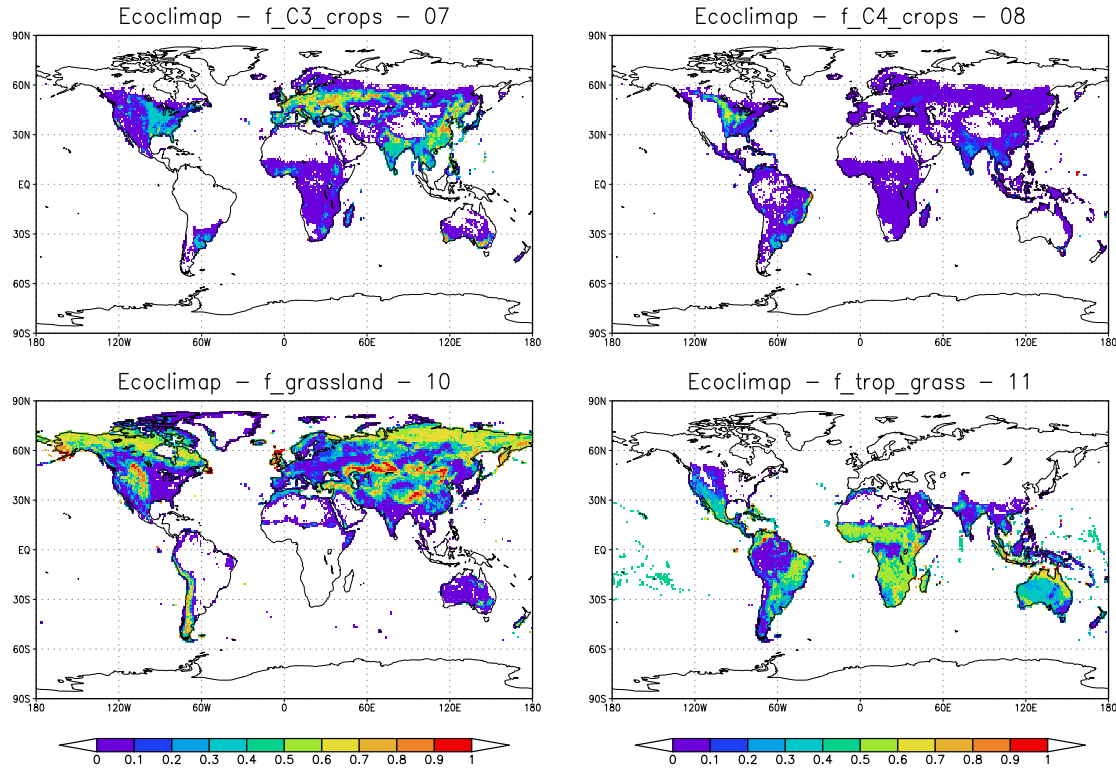


FIG. B.2 – Fraction de la surface occupée par les types de végétation d'ECOCLIMAP : cultures de type C_3 (en haut à gauche), cultures de type C_4 (en haut à droite), herbacées naturelles de type C_3 (en bas à gauche), herbacées naturelles de type C_4 (en bas à droite).

Annexe C

Forçages atmosphériques

C.1 Forçage GSWP-2 (1986-1995)

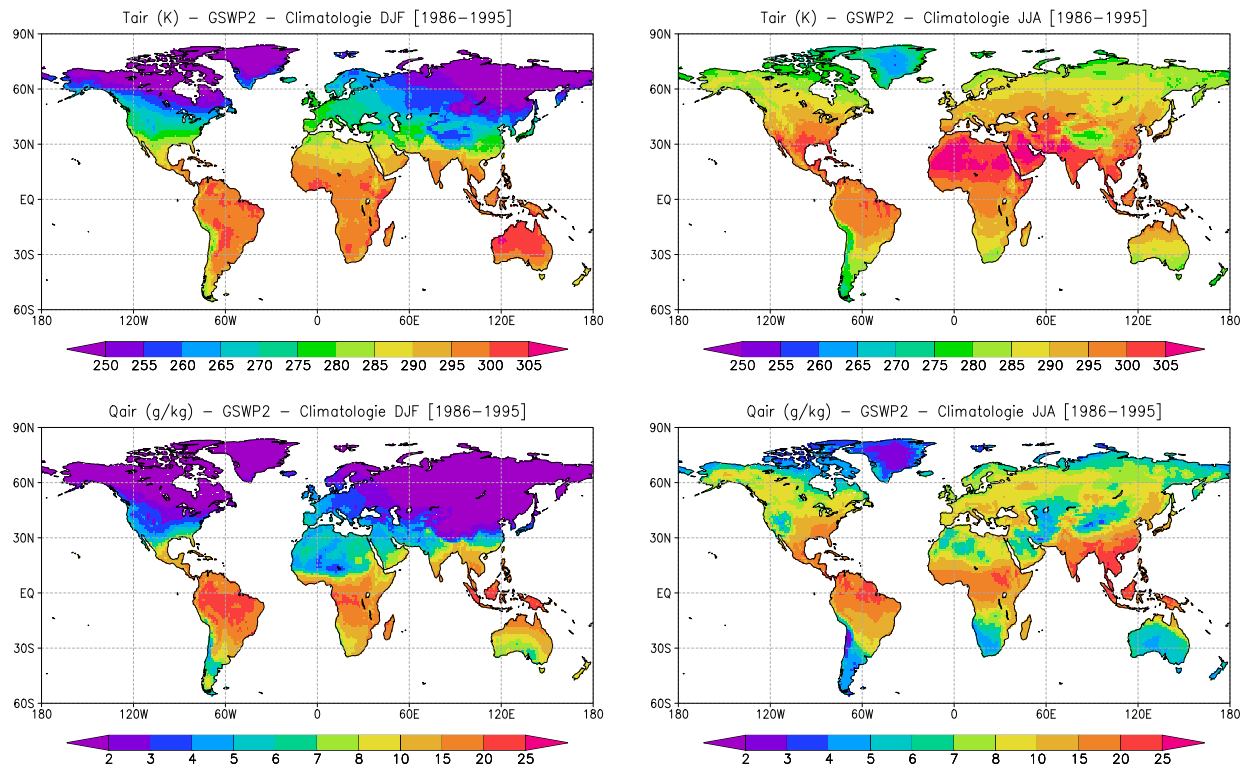


FIG. C.1 – Climatologie de la température de l'air à 2 m (K) (haut) et de l'humidité spécifique à 2 m ($g\ kg^{-1}$) (bas) du forçage GSWP-2 sur la période 1986-1995, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite).

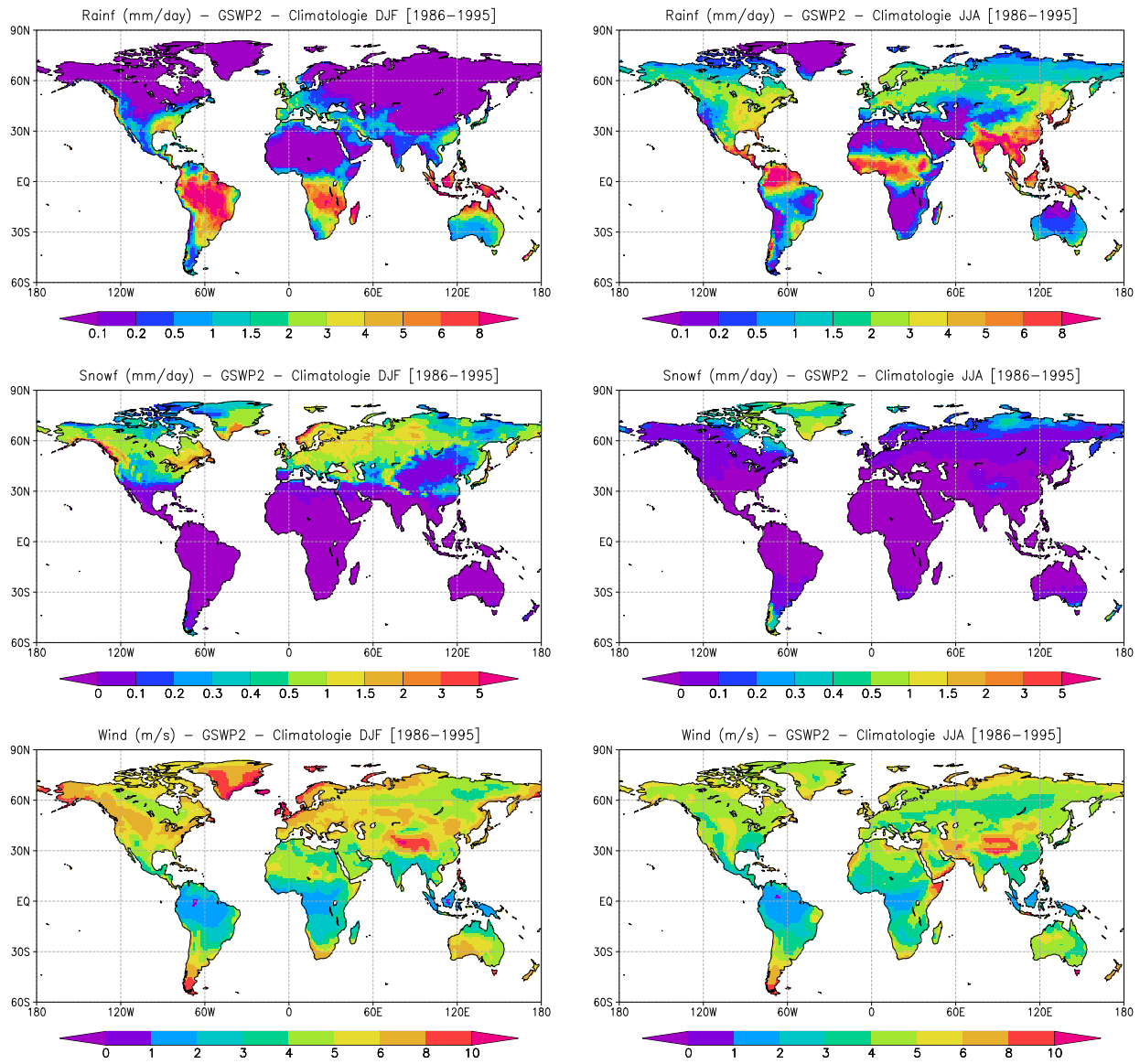


FIG. C.2 – Climatologie du taux de précipitations liquides ($mm\ j^{-1}$) (haut), du taux de précipitations solides ($mm\ j^{-1}$) (milieu), et du module du vent à 10 m ($m\ s^{-1}$) (bas), du forçage GSWP-2 sur la période 1986-1995, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite).

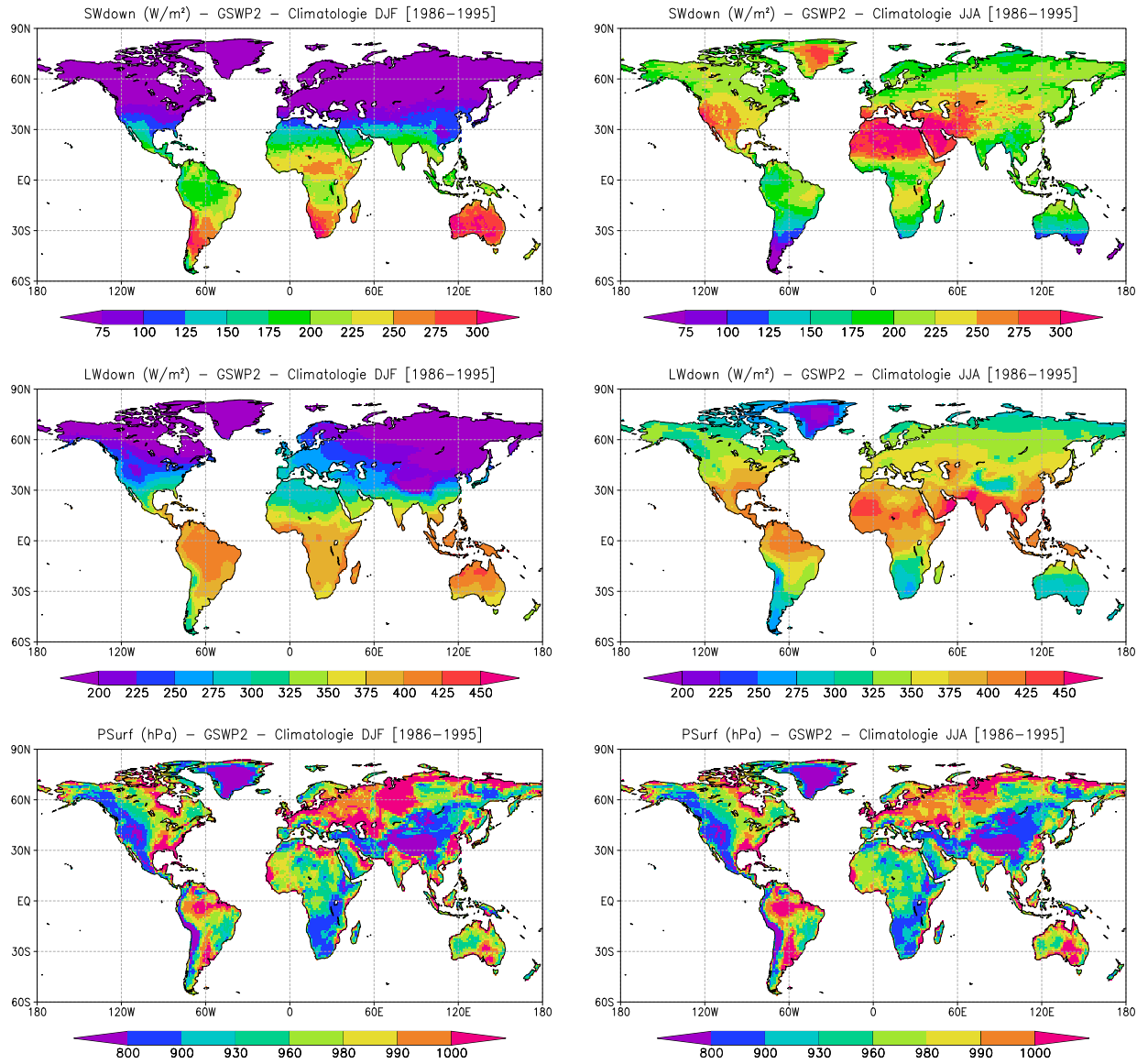


FIG. C.3 – Climatologie du rayonnement solaire descendant ($W m^{-2}$) (haut), du rayonnement infrarouge descendant ($W m^{-2}$) (milieu), et de la pression de surface (hPa) (bas), du forçage GSWP-2 sur la période 1986-1995, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite).

C.2 Anomalie de changement climatique (2071-2100)- (1971-2000)

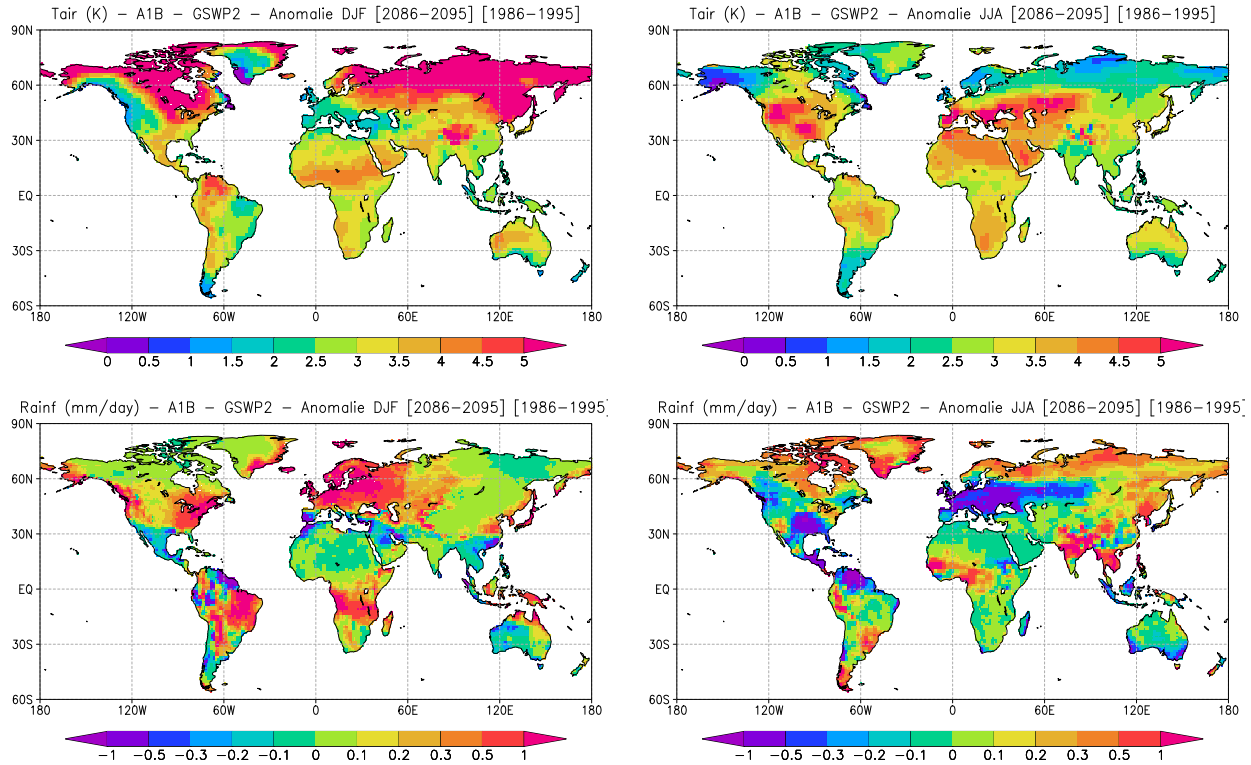


FIG. C.4 – Climatologie des anomalies de température de l'air à 2 m (K) (haut), de taux de précipitations liquides ($mm\ j^{-1}$) (bas), simulées par ARPEGE-Climat entre les périodes 2071-2100 et 1971-2000, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite).

C.3 Biais climatique entre CNRM-CM3 et GSWP-2 (1986-1995)

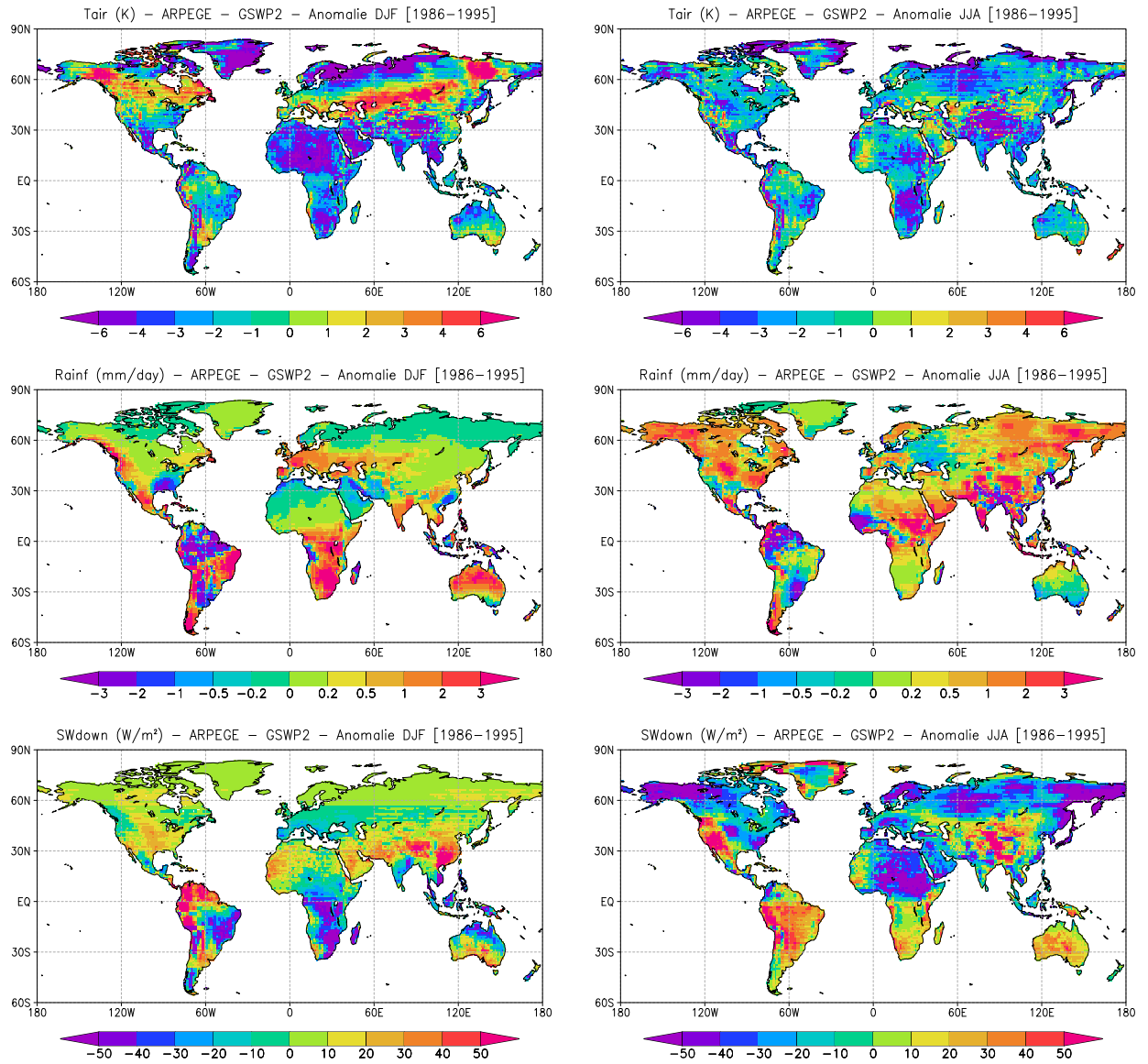


FIG. C.5 – Climatologie des biais de température de l'air à 2 m (K) (haut), de taux de précipitations liquides (mmj^{-1}) (milieu), et de rayonnement solaire descendant en surface (Wm^{-2}) (bas), simulés par CNRM-CM3 pour la période 1971-2000 par rapport au forçage GSWP-2 sur la période 1986-1995, pour les saisons DJF (à gauche) et JJA (à droite).

Annexe D

Résultats des simulations sur les sites FLUXNET

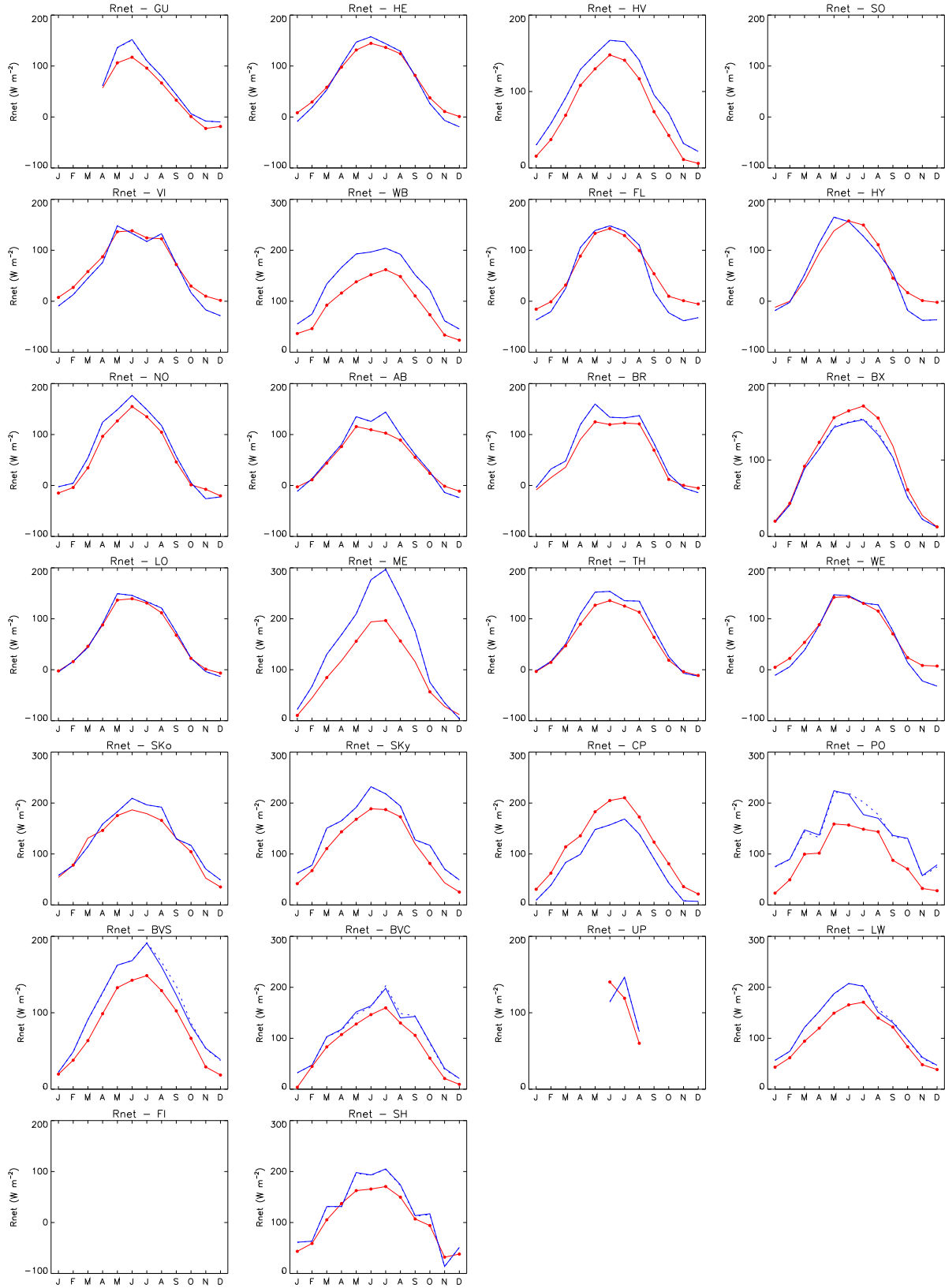


FIG. D.1 – Cycle annuel climatologique du flux de rayonnement net ($W m^{-2}$) observé (en rouge) et simulé par ISBA-CC (en bleu) avec la stratégie d'évitement du stress (trait plein) et la stratégie de tolérance au stress (trait pointillé). Les points rouges indiquent les mois pour lesquels plus de la moitié des observations sont disponibles.

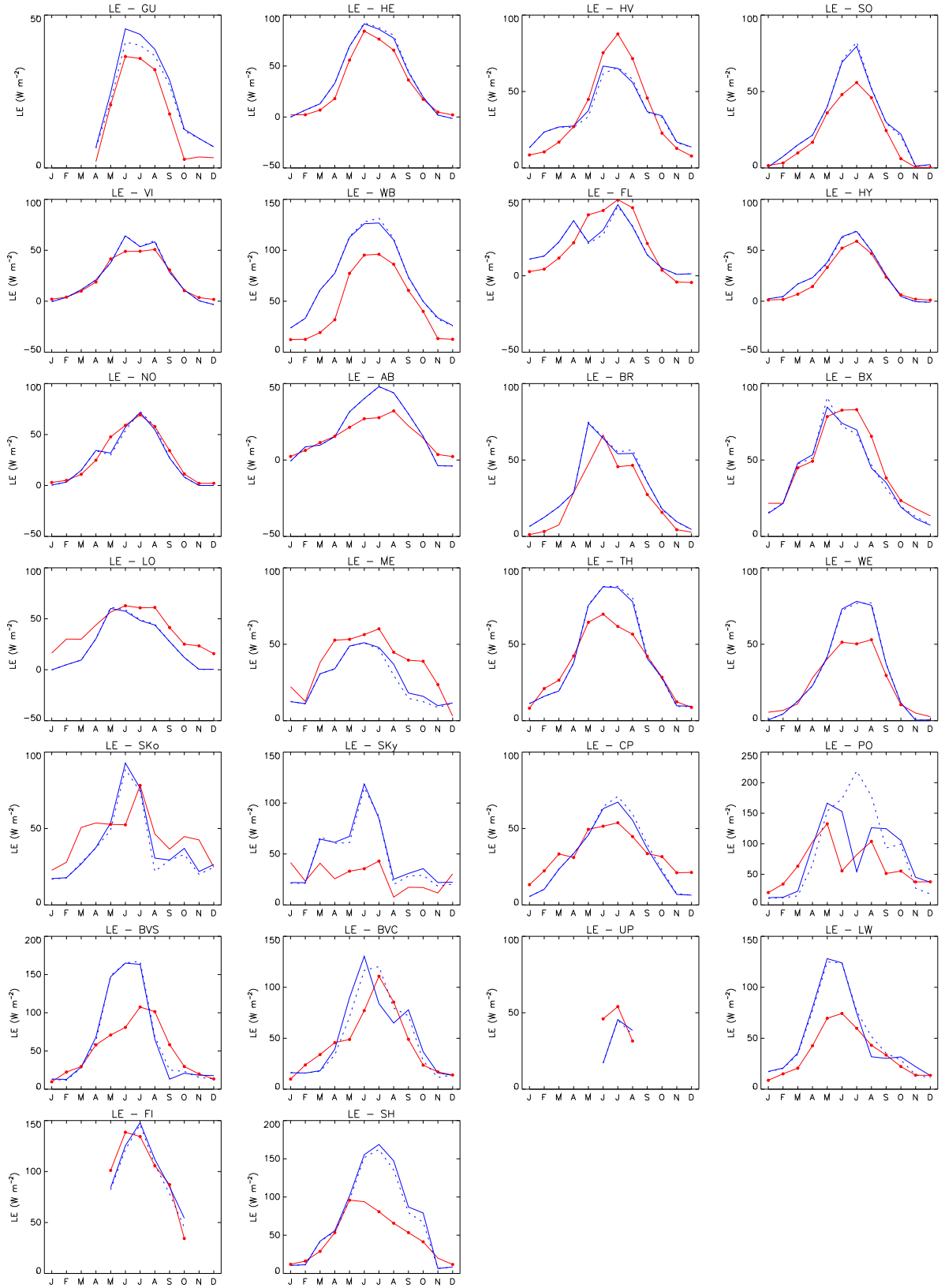


FIG. D.2 – Cycle annuel climatologique du flux de chaleur latente ($W m^{-2}$) observé (en rouge) et simulé par ISBA-CC (en bleu) avec la stratégie d'évitement du stress (trait plein) et la stratégie de tolérance au stress (trait pointillé). Les points rouges indiquent les mois pour lesquels plus de la moitié des observations sont disponibles.

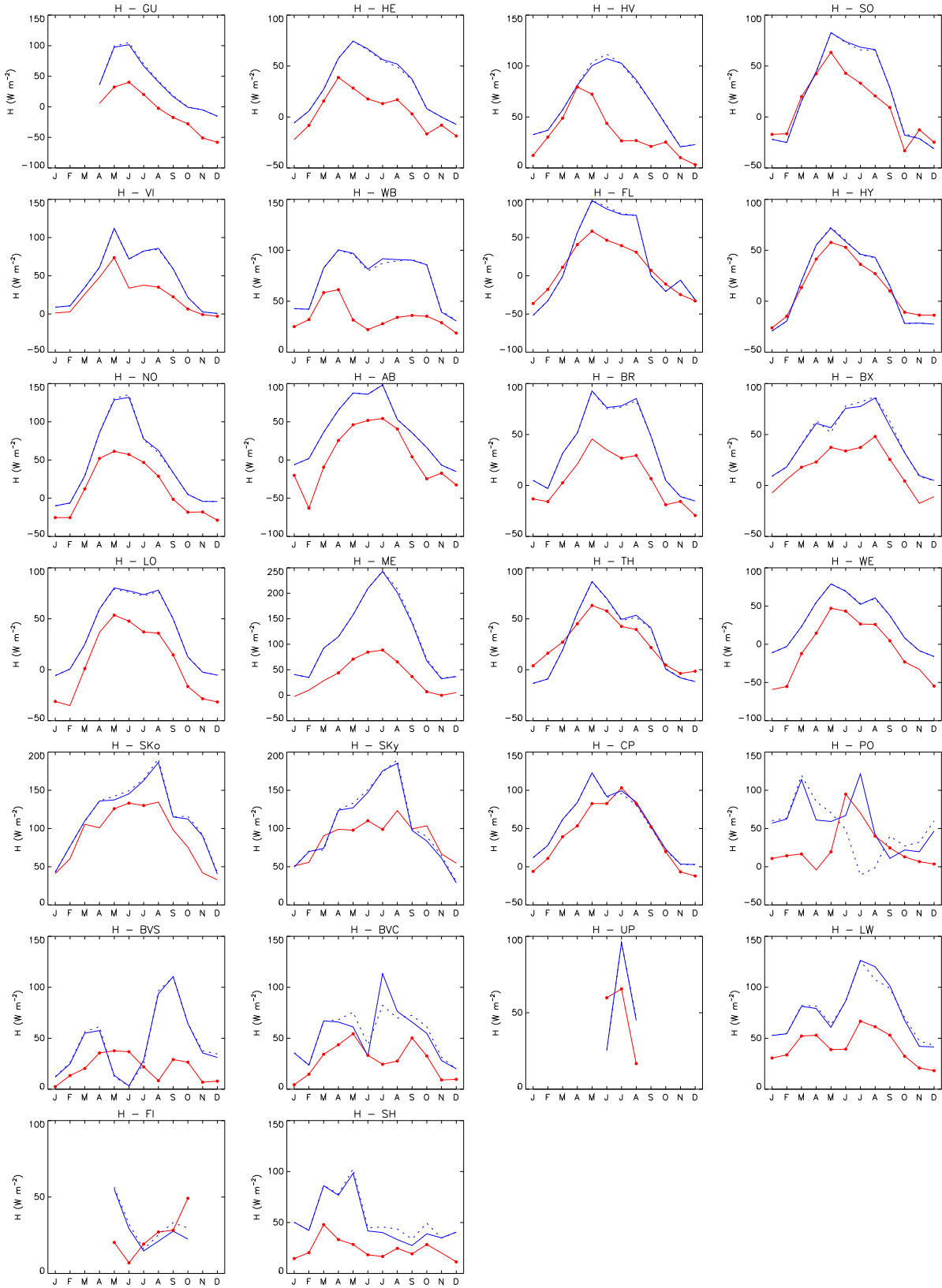


FIG. D.3 – Cycle annuel climatologique du flux de chaleur sensible ($W m^{-2}$) observé (en rouge) et simulé par ISBA-CC (en bleu) avec la stratégie d'évitement du stress (trait plein) et la stratégie de tolérance au stress (trait pointillé). Les points rouges indiquent les mois pour lesquels plus de la moitié des observations sont disponibles.

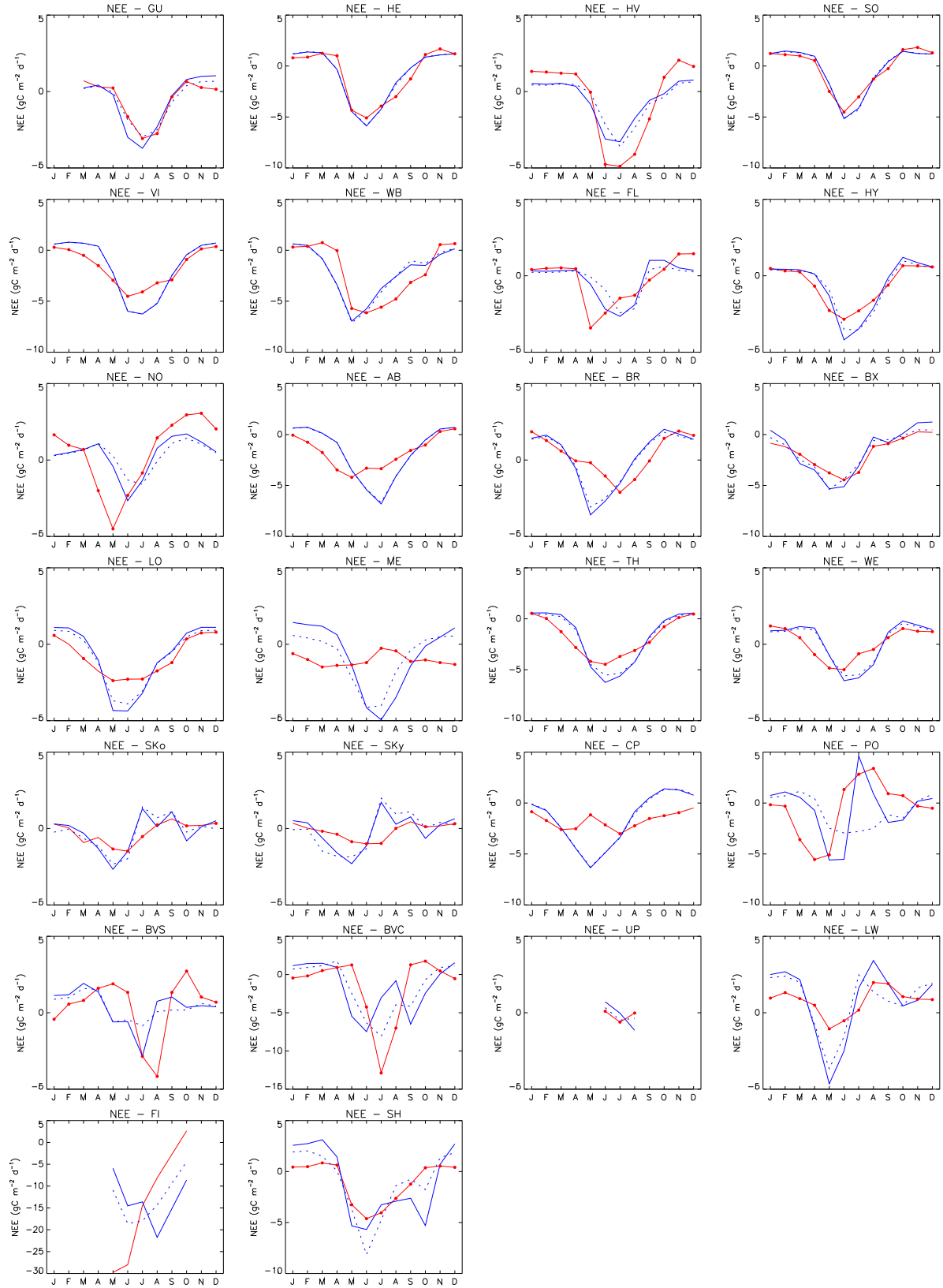


FIG. D.4 – Cycle annuel climatologique du flux net de carbone ($\text{gC m}^{-2} \text{j}^{-1}$) observé (en rouge) et simulé par ISBA-CC (en bleu) avec la stratégie d'évitement du stress (trait plein) et la stratégie de tolérance au stress (trait pointillé). Les points rouges indiquent les mois pour lesquels plus de la moitié des observations sont disponibles.

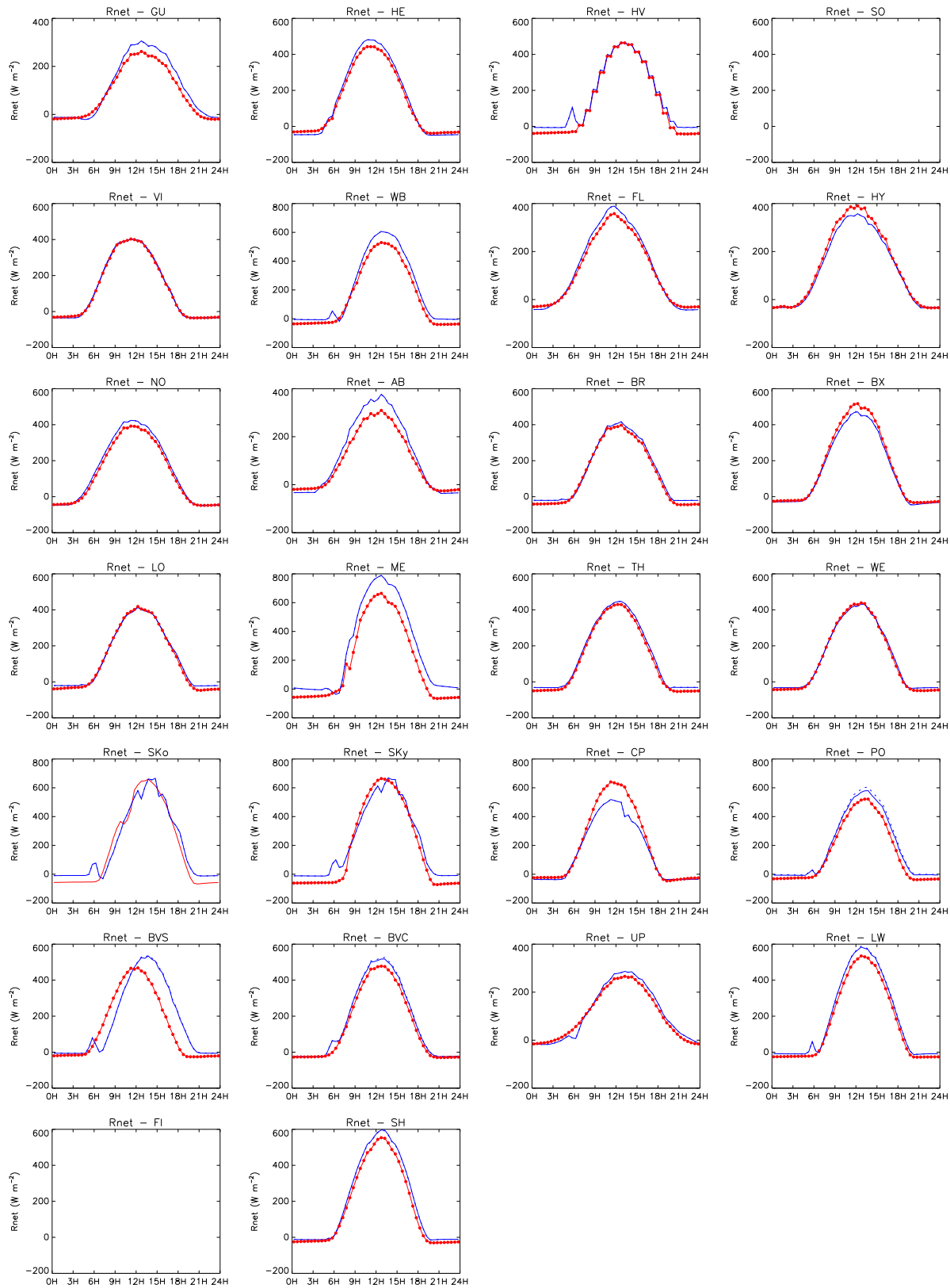


FIG. D.5 – Cycle diurne climatologique (JJA) du flux de rayonnement net ($W m^{-2}$) observé (en rouge) et simulé par ISBA-CC (en bleu) avec la stratégie d'évitement du stress (trait plein) et la stratégie de tolérance au stress (trait pointillé). Les points rouges indiquent les échéances pour lesquels plus de la moitié des observations sont disponibles.

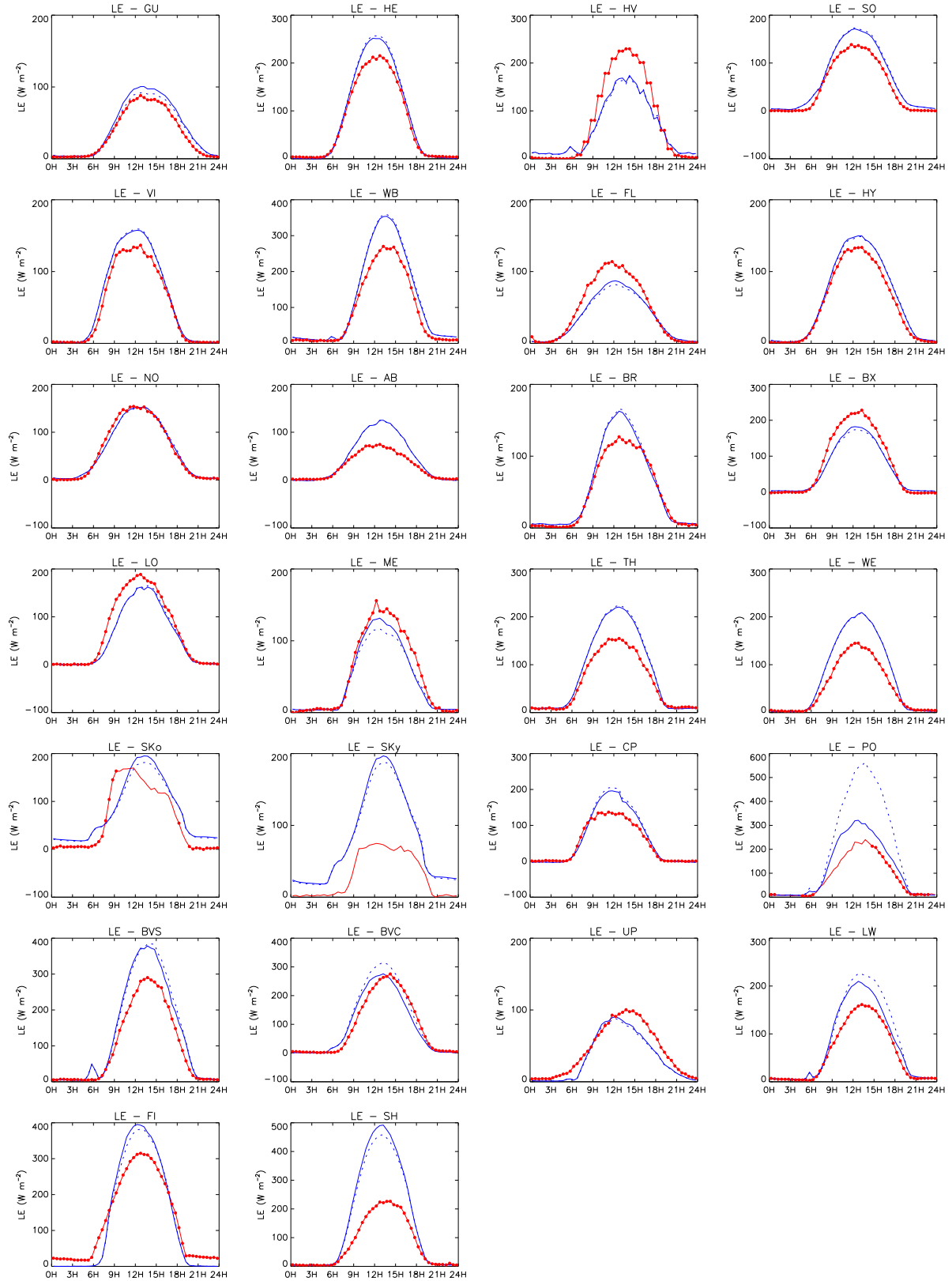


FIG. D.6 – Cycle diurne climatologique (JJA) du flux de chaleur latente ($W m^{-2}$) observé (en rouge) et simulé par ISBA-CC (en bleu) avec la stratégie d'évitement du stress (trait plein) et la stratégie de tolérance au stress (trait pointillé). Les points rouges indiquent les échéances pour lesquels plus de la moitié des observations sont disponibles.

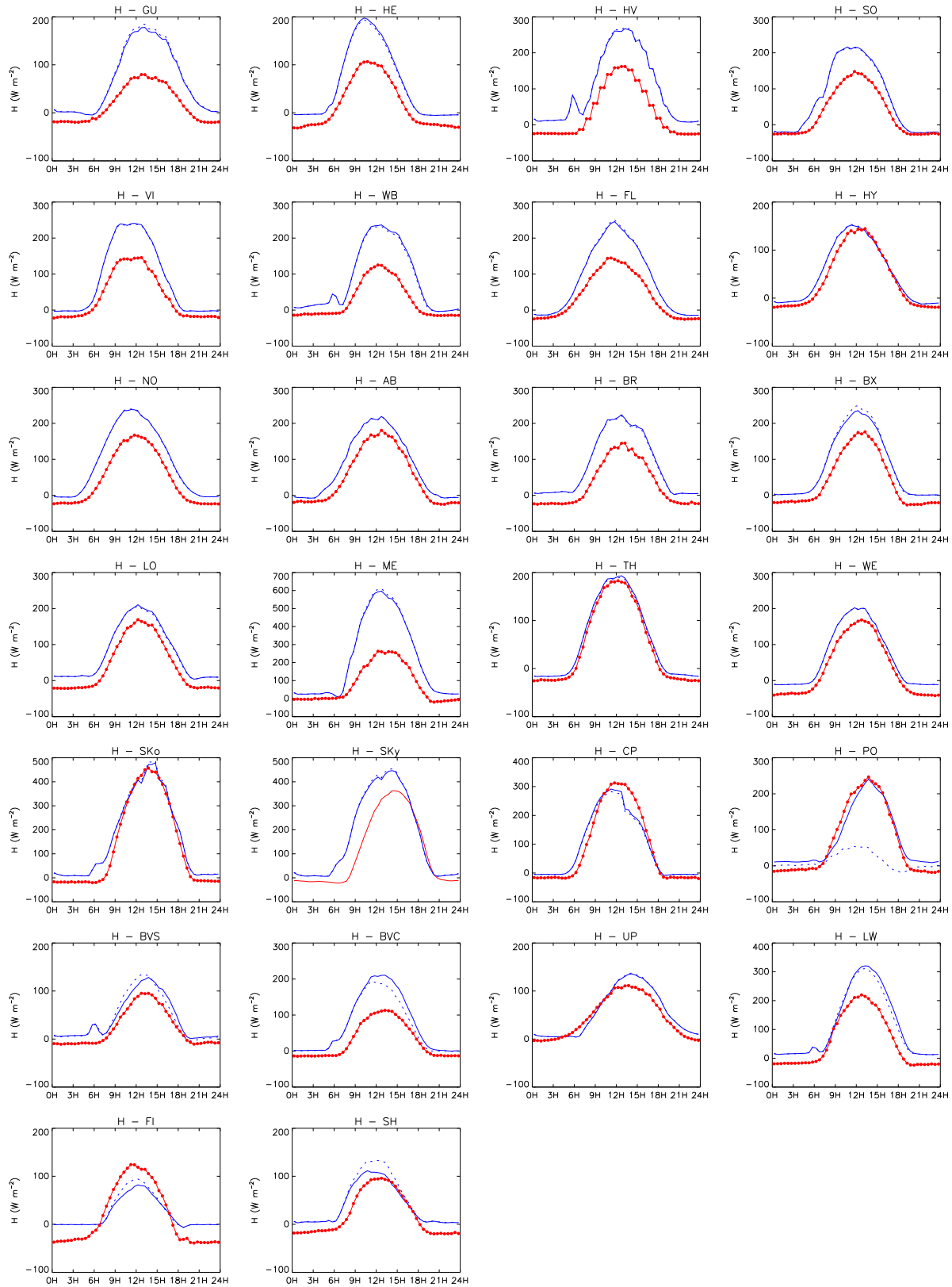


FIG. D.7 – Cycle diurne climatologique (JJA) du flux de chaleur sensible ($W m^{-2}$) observé (en rouge) et simulé par ISBA-CC (en bleu) avec la stratégie d'évitement du stress (trait plein) et la stratégie de tolérance au stress (trait pointillé). Les points rouges indiquent les échéances pour lesquels plus de la moitié des observations sont disponibles.

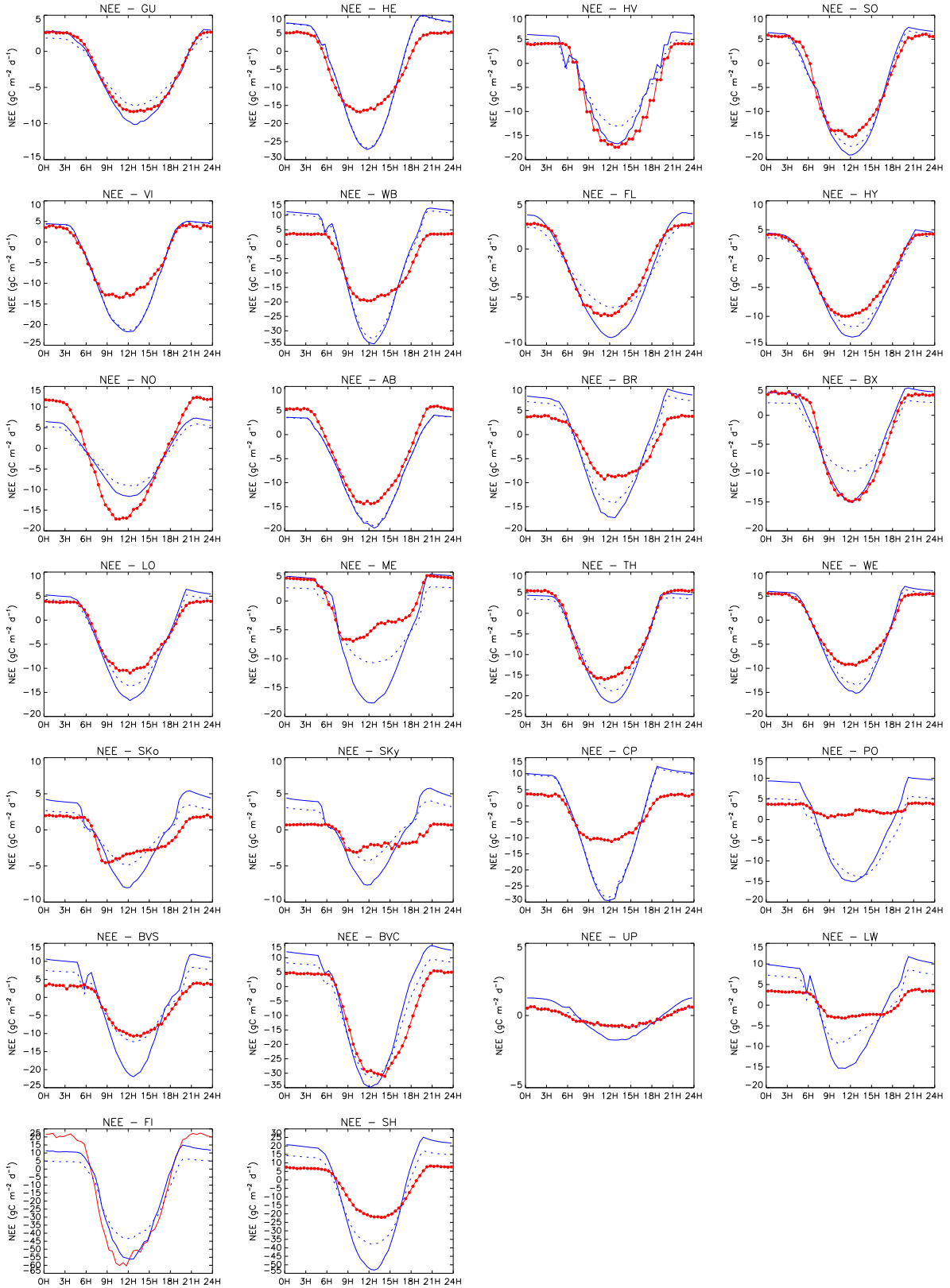


FIG. D.8 – Cycle diurne climatologique (JJA) du flux net de carbone ($gC m^{-2} j^{-1}$) observé (en rouge) et simulé par ISBA-CC (en bleu) avec la stratégie d'évitement du stress (trait plein) et la stratégie de tolérance au stress (trait pointillé). Les points rouges indiquent les échéances pour lesquels plus de la moitié des observations sont disponibles.

Bibliographie

- André, J.-C., J.-P. Goutorbe, A. Perrier et al. (1988). Evaporation over land-surfaces: First results from HAPEX-MOBILHY special observing period. *Ann. Geophysicae*, 6, 477–492.
- Arora, V. K. (2002). Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Rev. Geophys.*, 40 (2).
- Arora, V. K. and G. K. Boer (2005). A parameterization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models. *Global Change Biology*, 11, 39–59.
- Baldocchi, D., E. Falge, L. Gu et al. (2001). FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 2415–2434.
- Ball, J. T., I. E. Woodrow and J. A. Berry (1987). A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. In: *Progress in Photosynthesis Research, Vol IV*, J. Biggins (Ed.), pp. 221–224. Martinus Nijhoff, Dordrecht.
- Berthelot, M., P. Friedlingstein, P. Ciais, J.-L. Dufresne and P. Monfray (2005). How uncertainties in future climate change predictions translate into future terrestrial carbon fluxes. *Global Change Biology*, 11, 959–970.
- Betts, R. A., P. M. Cox, S. E. Lee and F. I. Woodward (1997). Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, 387, 796–799.
- Boone, A., F. Habets, J. Noilhan, D. Clark, P. Dirmeyer, S. Fox, Y. Gusev, I. Hadde-land, R. Koster, D. Lohmann, S. Mahanama, K. Mitchell, O. Nasonova, G.-Y. Niu, A. Pitman, J. Polcher, A. B. Shmakin, K. Tanaka, B. van den Hurk, S. Vérant, D. Ver-seghy, P. Viterbo and Z.-L. Yang (2004). The Rhône-Aggregation land surface scheme intercomparison project: an overview. *J. Climate*, 17, 187–208.
- Botta, A., N. Viovy, P. Ciais, P. Friedlingstein and P. Monfray (2000). A global prognostic scheme of leaf onset using satellite data. *Global Change Biology*, 6, 709–725.
- Calvet, J.-C. (2000). Investigating soil and atmospheric plant water stress using physio-logical and micrometeorological data. *Agric. For. Meteorol.*, 103, 229–247.

- Calvet, J.-C., A.-L. Gibelin, J.-L. Roujean, E. Martin, P. Le Moigne, H. Douville and J. Noilhan (2007). Past and future scenarios of the effect of carbon dioxide on plant growth and transpiration for three vegetation types of south-western France. *Atmospheric Chemistry and Physics*, soumis.
- Calvet, J.-C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso and J.-P. Wigneron (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. For. Meteorol.*, *92*, 73–95.
- Calvet, J.-C., V. Rivalland, C. Picon-Cochard and J.-M. Guehl (2004). Modelling forest transpiration and CO₂ fluxes - Response to soil moisture stress. *Agric. For. Meteorol.*, *124*, 143–156.
- Calvet, J.-C. and J.-F. Soussana (2001). Modelling CO₂-enrichment effects using an interactive vegetation SVAT scheme. *Agric. For. Meteorol.*, *108*, 129–152.
- Charney, J. G. (1975). Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *101*, 193–202.
- Ciais, P., M. Reichstein, N. Viovy, A. Granier, J. Ogée et al. (2005). Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, *437*, 529–533.
- Collatz, G. J., M. Ribas-Carbo and J. A. Berry (1992). Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C₄ plants. *Aust. J. Plant Physiol.*, *19*, 519–538.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. B. Bunton, R. L. H. Essery, P. R. Rowntree and J. Smith (1999). The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dyn.*, *15*, 183–203.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall and I. J. Totterdell (2000). Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, *408*, 184–187.
- Cox, P. M., C. Huntingford and R. J. Harding (1998). A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *Journal of Hydrology*, *212–213*, 79–94.
- Cramer, W., A. Bondeau, F. I. Woodward, I. C. Prentice, R. A. Betts, V. Brovkin, P. M. Cox, V. Fischer, J. A. Foley, A. D. Friend, C. Kucharik, M. R. Lomas, N. Ramankutty, S. Sitch, B. Smith, A. White and C. Young-Molling (2001). Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biology*, *7*, 357–373.
- Cramer, W., D. W. Kicklighter, A. Bondeau, B. Moore III, G. Churkina, B. Nemry, A. Ruimy, A. L. Schloss and the participants of the Postdam NPP model intercomparison (1999). Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): overview and key results. *Global Change Biology*, *5*, 1–15.

- Dan, L., J. Ji and Y. Li (2005). Climatic and biological simulations in a two-way coupled atmosphere-biosphere model. *Global and Planetary Change*, 47, 153–169.
- Deardorff, J. W. (1977). A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1182–1185.
- Decharme, B. and H. Douville (2006). Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dyn.*, 27, 695–713.
- Decharme, B. and H. Douville (2007). Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. *Climate Dyn.*, online.
- Dickinson, R. (1984). Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity* (pp. 58–72). Amer. Geophys. Union. Geophys. Monogr.
- Dickinson, R. E., M. Shaikh, R. Bryant and L. Graumlich (1998). Interactive canopies for a climate model. *J. Climate*, 11, 2823–2836.
- Dirmeyer, P. A., X. Gao and T. Oki (2002). *The Second Global Soil Wetness Project GSWP2: science and implementation plan*. IGPO publication series N°37. International GEWEX Project Office.
- Dirmeyer, P. A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki and N. Hanasaki (2005). *The Second Global Soil Wetness Project GSWP2: multi-model analysis and implications for our perception of the land surface*. COLA Technical Report N°185.
- Douville, H., S. Planton, J.-F. Royer, D. Stephenson, S. Tyteca, L. Kergoat, S. Lafont and R. Betts (2000). Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO₂ climate experiments. *J. Geophys. Res.*, 105, 14841–14861.
- Douville, H., J.-F. Royer and J.-F. Mahfouf (1995). A new snow parameterization for the Météo-France climate model - Part I: validations in stand-alone experiments. *Climate Dyn.*, 12, 21–35.
- Dufresne, J.-L., M. Berthelot, L. Bopp, P. Ciais, L. Fairhead, H. Le Treut and P. Monfray (2002). On the magnitude of positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.*, 29.
- Falge, E., D. Baldocchi, R. Olson et al. (2001a). Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agric. For. Meteorol.*, 107, 43–69.
- Falge, E., D. Baldocchi, R. Olson et al. (2001b). Gap filling strategies for long term energy flux data sets. *Agric. For. Meteorol.*, 107, 71–77.
- Farquhar, G. D., S. von Caemmerer and J. A. Berry (1980). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149, 78–90.

- Foley, J. A., I. C. Prentice, N. Ramunkutty, S. Levis, D. Pollard, S. Sitch and A. Haxeltine (1996). An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 603–628.
- Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, G. Bala, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H. D. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K.-G. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A. J. Weaver, C. Yoshikawa and N. Zeng (2006). Climate-Carbon Cycle Feedback Analysis: Results from the C⁴MIP Model Intercomparison. *J. Climate*, 19, 3337–3353.
- Gibelin, A.-L. and J.-C. Calvet (2005). *Détermination des paramètres d'ISBA-A-gs à l'échelle globale*. Note de travail du GMGEC N°97. CNRM, Toulouse, France.
- Gibelin, A.-L., J.-C. Calvet, J.-L. Roujean, L. Jarlan and S. O. Los (2006). Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale: comparison with satellites products. *J. Geophys. Res.*, 111.
- Gibelin, A.-L. and M. Déqué (2003). Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dyn.*, 20, 327–339.
- Goutorbe, J.-P., T. Lebel, A. Tinga et al. (1994). HAPEX-Sahel: a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophysicae*, 12, 53–64.
- Granier, A., D. Lousteau and N. Bréda (2000). A generic model of forest canopy conductance dependant on climate, soil water availability and leaf area index. *Ann. For. Sci.*, 57, 755–765.
- Houghton, J., Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. Johnson (Eds.). (2001). *Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Houghton, J. T., G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (Eds.). (1990). *Scientific Assessment of Climate change - Report of Working Group I*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Houghton, R. A. (1999). The annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use 1850-1990. *Tellus*, 51B, 298–313.
- Hungate, B. A., J. S. Dukes, M. R. Shaw, Y. Luo and C. B. Field (2003). Nitrogen and climate change. *Science*, 302, 1512–1513.
- IPCC (Ed.). (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Jacobs, C. M. J. (1994). *Direct impact of atmospheric CO₂ enrichment on regional transpiration*. Thèse de Doctorat, Agricultural University, Wageningen.
- Jacobs, C. M. J., B. J. J. M. van den Hurk and H. A. R. de Bruin (1996). Stomatal behaviour and photosynthetic rate of unstressed grapevines in semi-arid conditions. *Agric. For. Meteorol.*, *80*, 111–134.
- Jarvis, P. G. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, *273*, 593–610.
- Jolly, W. M., R. Nemani and S. W. Running (2005). A generalized, bioclimatic index to predict foliar phenology in response to climate. *Global Change Biology*, *11*, 619–632.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter (2002). NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1631–1643.
- Kergoat, L., S. Lafont, H. Douville, B. Berthelot, G. Dedieu, S. Planton and J.-F. Royer (2002). Impact of doubled CO₂ on global scale leaf area index and evapotranspiration: Conflicting stomatal and LAI responses. *J. Geophys. Res.*, *107* (D24).
- Körner, C. (2000). Biosphere responses to CO₂ enrichment. *Ecological Applications*, *10*, 1590–1619.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch and I. Prentice (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem. Cycles*, *19*.
- Law, B. E., E. Falge, L. Gu et al. (2002). Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agric. For. Meteorol.*, *113*, 97–120.
- Lemaire, G. and F. Gastal (1997). N uptake and distribution in plant canopies. In: *Diagnosis of the Nitrogen Status in Crops*, G. Lemaire (Ed.), pp. 3–43. Springer, Berlin.
- Levis, S., J. A. Foley and D. Pollard (2000). Large-scale vegetation feedbacks on a doubled CO₂ climate. *J. Climate*, *13*, 1313–1325.
- Los, S. O., G. J. Collatz, P. J. Sellers, C. M. Malmström, N. H. Pollack, R. S. DeFries, L. Bounoua, M. T. Parris, C. J. Tucker and D. A. Dazlich (2000). A global 9-year biophysical land surface dataset from NOAA AVHRR data. *J. Hydrometeorol.*, *1*, 183–199.
- Mahfouf, J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani and M. Déqué (1995). The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Climate*, *8*, 2039–2057.
- Manabe, S. (1969). Climate and the ocean circulation, 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, *97*, 739–774.

- Masson, V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet and R. Lacaze (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate*, *16*, 1261–1282.
- Morales, P., M. T. Sykes, I. C. Prentice, P. Smith, B. S. and H. Bugmann, B. Zierl, P. Friedlingstein, N. Viovy, S. Sabaté, A. Sanchez, E. Pla, C. A. Garcia, S. Sitch, A. Arneth and J. Ogee (2005). Comparing and evaluating process-based ecosystem model predictions of carbon and water fluxes in major European forest biomes. *Global Change Biology*, *11*, 2211–2233.
- Myneni, R. B., S. Hoffman, Y. Knyazikhin, J. L. Privette, J. Glassy, Y. Tian, Y. Wang, X. Song, Y. Zhang, G. R. Smith, A. Lötters, M. Friedl, J. T. Morisette, P. Votava, R. R. Nemani and S. W. Running (2002). Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, *83*, 214–231.
- Niklas, K. J. and B. J. Enquist (2004). *Biomass allocation and growth data of seeded plants*. Data set available on-line: <http://www.daac.ornl.gov>. Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- Noilhan, J. and S. Planton (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, *117*, 536–549.
- Parton, W. J., D. S. Schimel, C. V. Cole and D. S. Ojima (1987). Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, *51*, 1173–1179.
- Parton, W. J., J. M. O. Scurlock, D. S. Ojima, T. G. Gilmanov, R. J. Scholes, D. S. Schimel, T. Kirchner, J.-C. Menaut, T. Seastedt, E. Garcia Moya, A. Kamnalrut and J. I. Kinyamario (1993). Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. *Global Biogeochem. Cycles*, *7*, 785–809.
- Parton, W. J., J. W. B. Stewart and C. V. Cole (1988). Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: a model. *Biogeochemistry*, *5*, 109–131.
- Paul, K. (2001). Temperature and moisture effects on decomposition. *Net Ecosystem Exchange*. Cooperative Research Centre for Greenhouse Accounting.
- Peng, C., M. J. Apps, D. T. Price, I. A. Nadler and D. H. Halliwell (1998). Simulating carbon dynamics along the Boreal Forest Transect Case Study (BFTCS) in central Canada: 1, Model testing. *Global Biogeochem. Cycles*, *12*, 381–392.
- Pielke, R. A., R. Avissar, M. Raupach, A. J. Dolman, X. Zeng and A. S. Denning (1998). Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. *Global Change Biology*, *4*, 461–475.
- Poorter, H. and M.-L. Navas (2003). Plant growth and competition at elevated CO₂: on winners, losers and functional groups, Tansley Review. *New Phytologist*, *157*, 175–198.

- Prentice, I., G. Farquhar, M. Fasham et al. (2001). *The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide*, pp. 183–237. In Houghton *et al.*, 2001.
- Probert, M. E., J. P. Dimers, B. A. Keating, R. C. Dalal and W. M. Strong (1998). APSIM's water and nitrogen modules and simulation of the dynamics of water and nitrogen in fallow systems. *Agricultural Systems*, 56, 1–28.
- Reich, P. B., D. S. Ellsworth, M. B. Walters, J. M. Vose, C. Gresham, J. C. Volin and W. D. Bowman (1999). Generality of leaf trait relationships: a test across six biomes. *Ecology*, 80, 1955–1969.
- Reichstein, M., E. Falge, D. Baldocchi, D. Papale et al. (2005). On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, 11, 1–16.
- Rivalland, V. (2003). *Amélioration et validation du modèle de fonctionnement de la végétation ISBA-A-gs : stress hydrique et flux de CO₂*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Rivalland, V., J.-C. Calvet, P. Berbigier, Y. Brunet and A. Granier (2005). Transpiration and CO₂ fluxes of a pine forest: modelling the undergrowth effect. *Ann. Geophysicae*, 23, 1–14.
- Roujean, J.-L. (1996). A tractable physical model of shortwave radiation interception by vegetative canopies. *J. Geophys. Res.*, 101D5, 9523–9532.
- Ruimy, A., G. Dedieu and B. Saugier (1996). TURC: a diagnostic model of continental gross primary productivity and net primary productivity. *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 269–286.
- Salas, D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, J.-F. Guérémy, P. Marquet, S. Planton, J.-F. Royer and S. Tyteca (2005). *Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model*. Note de travail du GMGEC N°103. CNRM, Toulouse, France.
- Schimel, D. S. et al. (2001). Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature*, 414, 169–172.
- Schulze, E. D., F. M. Kelliher, C. Körner, J. Lloyd and R. Leuning (1994). Relationships among maximum stomatal conductance, ecosystem surface conductance, carbon assimilation rate, and plant nitrogen nutrition : a global ecology scaling exercise. *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 25, 629–660.
- Sellers, P. J., L. Bounoua, G. J. Collatz, D. A. Randall, S. O. Los, J. A. Berry, I. Fung, C. J. Tucker, C. B. Field and T. G. Jensen (1996a). Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. *Science*, 271, 1402–1406.
- Sellers, P. J., R. E. Dickinson, D. A. Randall, A. K. Betts, F. G. Hall, J. A. Berry, G. J. Collatz, A. S. Denning, H. A. Mooney, C. A. Nobre, N. Sato, C. B. Field and A.

- Henderson-Sellers (1997). Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*, *275*, 502–509.
- Sellers, P. J., F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strebel and R. E. Murphy (1992). An overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE). *J. Geophys. Res.*, *97*, 18345–18371.
- Sellers, P. J., F. G. Hall, H. Margolis, B. Kelly, D. Baldocchi, J. den Hartog, J. Cihlar, M. Ryan, B. Goodison, P. Crill, J. Ranson, D. Lettenmaier and D. E. Wickland (1995). The Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS): an overview and early results from the 1994 field year. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *9*, 1549–1577.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher (1986). A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, *43*, 505–531.
- Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang, G. D. Collelo and L. Bounoua (1996b). A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: model formulation. *J. Climate*, *9*, 676–705.
- Tanaka, K., K. Yoroazu, R. Hamabe and S. Ikebuchi (2004). Validation of the GSWP2 baseline simulation. *The 85th AMS annual meeting - 19th conference on hydrology*. San Diego, USA.
- Twine, T. E., W. P. Kustas, J. M. Norman, D. R. Cook, P. R. Houser, T. P. Meyers, J. H. Prueger, P. J. Starks and M. L. Wesely (2000). Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric. For. Meteorol.*, *103*, 279–300.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, et al. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *131*, 2961–3012.
- Voirin, S., J.-C. Calvet, F. Habets and J. Noilhan (2001). Interactive vegetation modelling at a regional scale : application to the Adour basin. *Plant, Cell and Environment*, *26*, 479–484.
- Wilson, K., A. Goldstein, E. Falge et al. (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.*, *113*, 223–243.
- Yin, X. (2002). Responses of leaf nitrogen concentration and specific leaf area to atmospheric CO₂ enrichment: a retrospective synthesis across 62 species. *Global Change Biology*, *8*, 631–642.
- Zeng, N., J. D. Neelin, K. M. Lau and C. J. Tucker (1999). Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, *286*, 1537–1540.
- Zeng, N., H. Qian, E. Munoz and R. Iacono (2004). How strong is carbon cycle-climate feedback under global warming? *Geophys. Res. Lett.*, *31*.

TITLE : The carbon cycle in a land surface model :
Modelling, validation and implementation at a global
scale.

ABSTRACT

ISBA- $A-g_s$ is an option of the CNRM land surface model ISBA which allows for the simulation of carbon exchanges between the terrestrial biosphere and the atmosphere. The model was implemented for the first time at the global scale as a stand-alone model. Several global simulations were performed to assess the sensitivity of the turbulent fluxes and Leaf Area Index to a doubling of the CO₂ atmospheric concentration, and to the climate change simulated by the end of the 21st century. In addition, a new option of ISBA, referred to as ISBA-CC, was developed in order to simulate a more detailed ecosystem respiration by separating the autotrophic respiration and the heterotrophic respiration. The vegetation dynamics and the carbon fluxes were validated at a global scale using satellite datasets, and at a local scale using data from 26 sites of the FLUXNET network. All these results show that the model is sufficiently realistic to be coupled with a general circulation model, in order to account for interactions between the terrestrial biosphere, the atmosphere and the carbon cycle.

AUTEUR : GIBELIN Anne-Laure

TITRE : Cycle du carbone dans un modèle de surface continentale : modélisation,
validation et mise en œuvre à l'échelle globale

DIRECTEURS DE THESE : CALVET Jean-Christophe et VIOVY Nicolas

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : CNRM, Météo-France, Toulouse,
le 9 mai 2007

RESUME

ISBA- $A-g_s$ est une option du modèle de surface continentale du CNRM, ISBA, qui simule les échanges de carbone entre la biosphère terrestre et l'atmosphère. Au cours de cette thèse, le modèle est utilisé pour la première fois à l'échelle globale en mode forcé. Plusieurs simulations globales sont réalisées pour évaluer la sensibilité des flux turbulents et du LAI à un doublement de CO_2 et au changement climatique prévu pour la fin du XXI^e siècle. Une nouvelle option du modèle, nommée ISBA-CC, est aussi développée afin de simuler de manière plus réaliste la respiration de l'écosystème, en distinguant la respiration autotrophe et la respiration hétérotrophe. La validation de la dynamique de la végétation et des flux de carbone échangés, à la fois à l'échelle globale à l'aide de données satellitaires, et à l'échelle locale sur 26 sites de mesure du réseau FLUXNET, montre que le modèle de surface est suffisamment réaliste pour être couplé à un modèle de circulation générale, afin de simuler les interactions entre la surface continentale, l'atmosphère et le cycle du carbone.

MOTS CLEFS : Cycle du carbone - Interactions surface continentale et atmosphère
- Végétation - Modèle de surface continentale - Leaf Area Index -
Echelle globale - FLUXNET - Validation - Changement climatique

DISCIPLINE : Modélisation de la biosphère terrestre

LABORATOIRE : Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France
42 av G. Coriolis, 31057 TOULOUSE Cedex, FRANCE